



Universidade do Minho

Departamento de Ciências da Terra

Susana Isabel de Oliveira Ferreira

A Evolução da Geosfera como Contributo e Suporte para a Vida

Mestrado em Evolução e Origem da Vida

Trabalho efectuado sob a orientação de

Professora Doutora Maria Isabel S. R. Caetano Alves

Professor Doutor Pedro Manuel M. Pimenta Simões

Março, 2007

DECLARAÇÃO

Nome: Susana Isabel de Oliveira Ferreira

Endereço electrónico: ferreira.susana@gmail.com

Telefone: 917186363

Número do Bilhete de Identidade: 11792789

Título dissertação/tese:

A Evolução da Geosfera como Contributo e Suporte para a Vida.

Orientadores:

Professora Doutora Maria Isabel S. R. Caetano Alves

Professor Doutor Pedro Manuel M. Pimenta Simões

Ano de conclusão: 2007

Designação do Mestrado:

Mestrado em Evolução e Origem da Vida

É AUTORIZADA A REPRODUÇÃO INTEGRAL DESTA TESE/TRABALHO APENAS PARA EFEITOS DE INVESTIGAÇÃO, MEDIANTE DECLARAÇÃO ESCRITA DO INTERESSADO, QUE A TAL SE COMPROMETE.

Universidade do Minho, ____/____/____

Assinatura: _____

Agradecimentos

Aos meus orientadores, Professora Doutora Isabel Caetano Alves e Professor Doutor Pedro Pimenta Simões, que de forma sábia me guiaram ao longo da elaboração desta dissertação. Agradeço ainda a disponibilidade, os comentários oportunos, as ideias partilhadas, a confiança depositada e o incentivo constante.

À Doutora Zélia Pereira pela sua disponibilidade e incentivo, especialmente na fase inicial do trabalho.

Ao Professor Doutor José Brilha pelo apoio prestado na tradução do resumo para a língua inglesa.

A todas as pessoas do Departamento de Ciências da Terra, em especial ao Dr. António Azevedo, pelo apoio prestado durante a realização deste trabalho.

À instituição IGM/INETI pelo acesso concedido às suas instalações e serviços de documentação, em particular à Sra. Eva Gomes pelo apoio prestado no atendimento e pesquisa de bibliografia.

Aos meus professores de Mestrado pelos conhecimentos que me transmitiram.

Às minhas colegas de Mestrado pelas trocas de impressões.

Aos meus colegas de trabalho e aos meus alunos pela paz de espírito que me proporcionaram durante estes anos de trabalho.

Aos meus amigos que compreenderam a minha ausência e nunca deixaram de me dar força para lutar.

À minha família pelo carinho, apoio e compreensão que me transmitiram nesta longa caminhada.

Ao meu namorado que me ajudou a superar as fases mais difíceis, tranquilizando-me e acreditando que esta dissertação seria possível.

A Evolução da Geosfera como Contributo e Suporte para a Vida

Susana Ferreira, 2007, Tese de Mestrado, Universidade do Minho, 195 p.

Resumo

O planeta Terra tem sofrido alterações ao longo do tempo geológico. Logo após a sua formação, há 4.6 Ga, era um planeta homogéneo. Durante este longo intervalo de tempo, a Geosfera sofreu diversos processos de diferenciação geoquímica e geológica, responsáveis pelo desenvolvimento da actual estrutura interna da Terra. A formação da Atmosfera e da Hidrosfera ocorreu também durante o Hadaico, aproximadamente há 4.0 Ga.

A evolução e interacção dos grandes sistemas terrestres (geosfera, atmosfera e hidrosfera) permitiu, ao longo da história da Terra, a reunião de condições favoráveis ao aparecimento da Vida, há pelo menos 3.8 Ga. As primeiras formas de Vida podem ter surgido nos mais diversos ambientes constituindo outro grande sistema terrestre, a Biosfera.

Este trabalho tem como principal objectivo a compilação da informação mais relevante relacionada com os principais eventos e outros episódios significantes, que contribuíram para a origem da Vida e seu suporte, tendo como limite temporal o início da Era Paleozóica (há cerca de 488 Ma).

Palavras-chave: Terra, evolução da Geosfera, Hidrosfera, Atmosfera, Biosfera, Hadaico ao Proterozóico.

The Geosphere evolution as a Life-support system

Susana Ferreira, 2007, MSc. Thesis, University of Minho, 195 p.

Abstract

The planet Earth has been changing through the geologic time. The Earth was created 4.6 Ga ago as a homogeneous planet. During this long period of time, several processes occurred originating the geochemical and geological differentiation of the Geosphere and developing the present internal Earth structure. The formation of the Atmosphere and Hydrosphere occurred during the Hadean, approximately 4.0 Ga ago.

The evolution and interaction of these important terrestrial systems (geosphere, atmosphere and hydrosphere) allowed, during Earth history, the development of vital conditions for the emergence of Life, at least 3.8 Ga ago. The first organisms might have appeared from the most diverse environments constituting another important system, the Biosphere.

The main objective of this work is to compile the most relevant information related with major geological events and other significant episodes, which have contributed to the emergence of Life and its support throughout geological time until early Paleozoic (around 488 Ma ago).

Key-words: Earth, development of Geosphere, Hydrosphere, Atmosphere, Biosphere, Hadean to Proterozoic.

Índice

Agradecimentos	iii
Resumo.....	v
Abstract.....	vii
Índice	ix
Índice de figuras	xiii
Índice de tabelas.....	xix
1 Introdução	1
1.1 Apresentação do tema da tese	1
1.2 Motivação para a escolha do tema	2
1.3 Objectivos e metodologia	2
1.4 Estrutura da dissertação.....	3
2 Evolução Inicial da Terra	5
2.1 Origem do Universo	5
2.1.1 Nucleossíntese	8
2.2 O Sistema Solar	11
2.2.1 Características do Sistema Solar	11
2.2.2 Origem do Sistema Solar	14
2.3 Diferenciação da Terra	18
2.3.1 Mecanismos de diferenciação	18
2.3.2 Estrutura e composição actual da Terra	20
2.4 Dinâmica actual da Terra.....	28
2.4.1 Domínios inter-placa	30
2.4.2 Domínios intra-placa	37
2.4.3 Mecanismo responsável pela deslocação das placas litosféricas	38
2.5 Origem da Atmosfera e da Hidrosfera.....	42

2.5.1	Origem da Atmosfera.....	42
2.5.2	Origem da Hidrosfera	44
3	<i>Idade da Terra.....</i>	47
3.1	História das Ideias	48
3.2	Datação relativa.....	52
3.2.1	Princípio da sobreposição e Princípio da horizontalidade e continuidade lateral dos estratos	52
3.2.2	Princípio de intersecção e Princípio da inclusão	54
3.2.3	Princípio da correlação ou da sucessão faunística	55
3.2.4	Discordâncias.....	57
3.3	Datação absoluta	58
3.3.1	Isótopos em geocronometria.....	58
3.3.2	Mecanismos de decaimento radioactivo	60
3.3.3	Sistemas isotópicos mais utilizados.....	62
3.4	Materiais mais antigos, terrestres e extraterrestres	64
3.4.1	As rochas terrestres mais antigas	64
3.4.2	Os zircões mais antigos	66
3.4.3	Isótopos de Pb em galenas.....	67
3.4.4	Material extraterrestre.....	68
3.5	Escala de tempo geológico	70
4	<i>Evolução da Geosfera, Atmosfera e Hidrosfera.....</i>	75
4.1	Hadaico (4.6 – 4.0 Ga) e Arcaico (4.0 – 2.5 Ga).....	76
4.1.1	Mecanismos de formação e crescimento crustal	77
4.1.2	Desenvolvimento dos cratões arcaicos	81
4.1.3	Rochas arcaicas	83
4.1.4	Formação e evolução da atmosfera e da hidrosfera.....	89
4.1.5	Principais eventos.....	94
4.2	Proterozóico (2.5 Ga – 542 Ma)	94
4.2.1	Evolução crustal	95
4.2.2	Supercontinentes do Proterozóico	99
4.2.3	Rochas proterozóicas.....	100
4.2.4	Glaciações.....	101
4.2.5	Atmosfera e hidrosfera.....	103
4.3	Éone Fanerozóico, Era Paleozóica (542 – 251 Ma)	105
4.3.1	Paleozóico inicial (Câmbrico e Ordovício).....	106
4.3.2	Paleozóico intermédio (Silúrico e Devónico).....	109

4.3.3	Paleozóico final (Carbónico e Pérmico).....	110
4.3.4	Atmosfera e hidrosfera.....	112
4.4	Resumo dos principais eventos	114
5	<i>A Geosfera como Suporte para a Vida</i>	117
5.1	Hipóteses para a origem da Vida	119
5.2	A Terra, um planeta único – condições para a origem da Vida	121
5.3	Origem da Vida	123
5.3.1	Blocos constituintes da Vida.....	123
5.3.2	Passos para a Vida	128
5.3.3	Individualização orgânica relativamente ao meio.....	129
5.3.4	O grande passo	130
5.3.5	Em que ambientes se desenvolveu a Vida?.....	132
5.3.6	Geofontes.....	136
5.4	Ambientes e Vida no Arcaico	139
5.4.1	Registo fóssil	139
5.4.2	Primeiras formas de Vida	142
5.4.3	Que ambientes sugerem?	144
5.5	Ambientes e Vida no Proterozóico	146
5.5.1	Registo fóssil	147
5.5.2	Evolução biológica	154
	Surgimento das células eucarióticas.....	154
	Multicelularidade	155
	Reprodução assexuada e sexuada.....	156
5.5.3	Que ambientes sugerem?	157
5.6	Diversidade de Vida do Paleozóico (Câmbrico)	158
5.6.1	Aquisição de esqueleto	159
5.6.2	Invertebrados marinhos	160
	Biota Burgess Shale.....	161
5.6.3	Intervenção da Vida nos subsistemas terrestres	167
6	<i>Considerações finais</i>	171
6.1	O planeta Terra e a Geosfera como Suporte para a Vida: síntese	171
6.2	Reflexão sobre o trabalho desenvolvido.....	177
	<i>Bibliografia</i>	179
	<i>Anexo</i>	195

Índice de figuras

Figura 2-1 Origem do Universo. (a) Big Bang; (b) formação da matéria – electrões, protões e neutrões; (c) formação dos átomos, hidrogénio e hélio; (d) formação das primeiras galáxias, estrelas e planetas; (e) criação do Universo (Burnham et al., 2003).	6
Figura 2-2 A direcção do movimento das galáxias pode detectar-se analisando a luz que emitem e aplicando o princípio do efeito de Doppler. (1) Fonte luminosa em repouso em relação à Terra. (2) As ondas tornam-se mais largas, quando a fonte luminosa se afasta da Terra, de forma que as linhas espectrais deslocam-se até ao vermelho. (3) Quando o objecto se aproxima da Terra, as ondas encurtam-se e as linhas espectrais deslocam-se até ao azul (Burnham et al., 2003).	7
Figura 2-3 Abundância cósmica dos elementos. A abundância relativa dos elementos é definida em números de átomos de cada elemento por 10^6 átomos de silício (adaptado de: Andrews et al., 1996).	10
Figura 2-4 Representações esquemáticas do Sistema Solar em que (a) representa o tamanho relativo dos planetas e (b) representa as suas órbitas em torno do Sol, incluindo também a de Plutão (adaptado de: Wicander & Monroe, 2000).	12
Figura 2-5 Etapas importantes na formação do Sistema Solar, segundo a Teoria de Nébula Solar. (a) condensação por acção da gravidade; (b) contracção e rotação; (c) nébula em forma de disco, com o Sol primitivo no centro; (d) vaporização de gás e poeiras para regiões mais afastadas do Sol; (e) utilização do H pelo Sol primitivo e os planetas completaram a sua formação (Wicander & Monroe, 2000).	15
Figura 2-6 Primeira diferenciação geoquímica do Sistema Solar (adaptado de: Antunes, 1991).	17
Figura 2-7 Diferenciação da Terra. (a) Terra indiferenciada. (b) migração dos elementos mais pesados para o centro enquanto que os menos densos tendem a concentrar-se à superfície (c) planeta diferenciado (adaptado de: Stanley, 1999).	20
Figura 2-8 Variação da velocidade de propagação das ondas sísmicas (S e P) com a profundidade terrestre (km). A propagação das ondas S está representada pela linha a vermelho e a propagação das ondas P está representada pela linha verde (Faure, 1998).	26
Figura 2-9 Zonas de sombra (a) ondas P; (b) das ondas S (adaptado de: Press & Raymond, 1997).	27
Figura 2-10 Superfície da litosfera actual fragmentada em placas litosféricas. Nos limites de placa estão indicados por números a velocidade absoluta em cm/ano e por setas o sentido do movimento inter-placas. Setas divergentes a laranja nos limites com movimento divergente; setas azuis convergentes nos limites convergentes e setas a verde nos limites transformantes (Press & Siever, 1997).	29
Figura 2-11 Distribuição da sismicidade nas placas litosféricas (Lindeberg, 2001).	30
Figura 2-12 Soerguimento e fracturação continental provocada pela ascensão magmática (a e b). Nesta fase a fracturação do continente inicial origina limites de placas do tipo divergente, sendo a natureza das placas	

continental – continental, criando um vale de rifte. Com a formação de crosta oceânica (c) a natureza das placas dos limites divergentes muda para oceânica – oceânica, e se esta situação continuar instala-se uma zona de rifte oceânico (d). Esta evolução representa o rifting continental segundo o modelo de rifting activo (adaptado de: Wicander & Monroe, 2000).	32
Figura 2-13 Ilustração de margens de placas litosféricas com limite do tipo transformante, a azul e do tipo divergente, a vermelho (adaptado de: Wicander & Monroe, 2000).	36
Figura 2-14 Variações do fluxo geotérmico nas zonas de rifte, arco vulcânico e fossa oceânica (adaptado de: Weyman, 1981).	36
Figura 2-15 Placa Pacífica com indicação dos tipos de limites nas suas margens (adaptado de: de Weyman, 1981).	37
Figura 2-16 Representação da fractura radial da crosta provocada por um hot spot (adaptado de: Weyman, 1981).	38
Figura 2-17 Modelos de correntes de convecção: (a) células de convecção na astenosfera, até 300 km; (b) células de convecção até 700 km; (c) células de convecção em todo o manto; (d) afastamento das placas adjacentes à ascensão magmática e solidificação da lava; (e, f) subducção por acção da gravidade da placa mais densa, arrastando consigo o resto da placa (Summerfield, 1991).	40
Figura 2-18 Possível mecanismo de formação da camada D'', por impacto de um meteorito de elevadas dimensões, que gerou convecção, responsável pela transferência de material da superfície para a interface manto/núcleo (adaptado de: Tolstikhin & Hofmann, 2005).	41
Figura 3-1 Princípio da sobreposição. A camada A é a mais antiga da sequência A a E.	52
Figura 3-2 Representação esquemática de duas colunas litológicas, em a) ilustrando o princípio da horizontalidade original e em b) o da continuidade lateral dos estratos.	53
Figura 3-3 Coluna estratigráfica de Figuier, La Terre avant le Déluge, publicada em 1864 (Hawkesworth et al., 1992).	54
Figura 3-4 Exemplo da aplicação do princípio de intersecção. Nos dois blocos de figuras o dique (a) e a falha (b) são mais recentes que a sequência de rochas A, B e C.	55
Figura 3-5 Princípio da inclusão ilustrado pela inclusão de fragmentos rochosos do corpo plutónico (c) na rocha sedimentar B. A sequência A-C-B representa a sucessão temporal dos eventos do mais antigo ao mais recente.	55
Figura 3-6 Princípio da sucessão faunística. Na figura encontram-se representados quatro espécies fósseis indicadoras de idade. Enquanto os fósseis A e B pertencem a seres vivos que existiram num longo intervalo de tempo, o mesmo não acontece com os fósseis C e D. C e D são fósseis de idade também designados por fósseis índice ou fósseis estratigráficos.	56
Figura 3-7 Proposta de uma divisão do Pré-câmbrico com alguns acontecimentos chave. A curva verde representa a intensidade dos impactos meteoríticos. F - Fanerozóico (adaptado de: Gradstein et al., 2004).	72
Figura 3-8 Formação da Lua por impacto de um corpo do tamanho de Marte (Burnham et al., 2003).	73
Figura 4-1 Origem de rochas vulcânicas félsicas na Islândia, que se situa sobre um hot spot na dorsal Médio-Atlântica (Stanley, 1999).	79
Figura 4-2 Origem e evolução da crosta continental siálica. Os arcos vulcânicos andesíticos resultantes da fusão parcial da crosta oceânica são intruídos por magma granítico (a). Como resultado do movimento	

convergente das placas tectónicas, os arcos vulcânicos colidem (b) e formam unidades crustais de características continentais de maiores dimensões, os cratões (Wicander & Monroe, 2000).	81
Figura 4-3 Mapa com a localização de províncias arcaicas (Luais & Hawkesworth, 2002).	82
Figura 4-4 (a) Coluna estratigráfica e respectiva legenda de um GSB. Os GSB com idades superiores a 2.8 Ga apresentam uma unidade ultramáfica sob a unidade basáltica. (b) GSB adjacentes dobrados em estrutura sinclinal e sua relação com complexos granítico-gnaissicos. (c) Lavas em almofada da unidade inferior, que indicam erupção submarina (Wicander & Monroe, 2000).	85
Figura 4-5 Formação de GSB segundo o modelo de bacias de arco interno. (a) Distensão entre o continente e o arco vulcânico origina uma bacia de arco interno. A fusão parcial da crosta oceânica subductada origina magmas andesítico e diorítico. (b) Lavas e sedimentos derivados do continente e do arco vulcânico ocupam a bacia. (c) Compressão e fecho da bacia com deformação dos materiais ali depositados. O GSB adquire uma estrutura sinclinal e é intruído por magmas graníticos (Wicander & Monroe, 2000).	87
Figura 4-6 Formação de GSB segundo o modelo de rifting intracontinental. (a) Ascensão da pluma mantélica causa rifting e vulcanismo. (b) Ascensão cessa, ocorre subsidência originando uma bacia onde se acumulam sedimentos. (c) A inversão do sentido do movimento das placas tectónicas para convergente origina compressão e deformação, com intrusão de magmas graníticos (Wicander & Monroe, 2000).	88
Figura 4-7 Variações da atmosfera terrestre (adaptado de: Scotese, 2003).	90
Figura 4-8 Eventos/indícios geológicos da história da Terra (adaptado de: Scotese, 2003).	91
Figura 4-9 A distribuição de idades geocronológicas relativas a rochas da crosta indica que a crosta continental não se formou continuamente mas sim em etapas repetidas (Albarède, 2003).	96
Figura 4-10 Evolução proterozóica da Laurentia. Os cratões arcaicos unidos ao longo de cadeias orogénicas (Wicander & Monroe, 2000).	97
Figura 4-11 Paleogeografia no final do Proterozóico (adaptado de: Stanley, 1999).	99
Figura 4-12 Registo dos maiores episódios de glaciação ao longo do tempo geológico. A- Hadaico, EP- Pré-Câmbrico inicial; LP- Pré-Câmbrico terminal; e- Câmbrico; O – Ordovícico; S- Silúrico; D- Devónico; C-Carbónico; P- Pérmico; T- Triássico; J- Jurássico; K- Cretácico; P- Paleogénico; N- Neogénico; Δ- alteração da escala a 1000 Ma (adaptado de: Brown et al., 1997).	102
Figura 4-13 Variações da atmosfera terrestre (adaptado de: Scotese, 2003).	104
Figura 4-14 Eventos/indícios geológicos da história da Terra (adaptado de: Scotese, 2003).	104
Figura 4-15 Reconstituição da posição dos continentes no Neoproterozóico terminal / Câmbrico. NAM: Laurentia; Bal: Báltica; Gon: Gondwana; SIB: Sibéria (Farabee, 2001).	107
Figura 4-16 Variações das razões isotópicas de oxigénio e carbono na água do mar ao longo do Ordovícico Superior, conforme registos efectuados em conchas de organismos marinhos (adaptado de: Stanley, 1999).	108
Figura 4-17 Reconstituição da posição dos continentes no Silúrico. NAM: Laurentia; Bal: Báltica; Gon: Gondwana; SIB: Sibéria (adaptado de: Farabee, 2001).	109
Figura 4-18 Reconstituição da posição dos continentes no Devónico. NAM: Laurentia; Bal: Báltica; Gon: Gondwana; SIB: Sibéria (adaptado de: Farabee, 2001).	110

Figura 4-19 Reconstituição da posição dos continentes no Carbónico superior. NAM: Laurentia; Bal: Báltica; Gon: Gondwana; SIB: Sibéria (adaptado de: Farabee, 2001).	111
Figura 4-20 Reconstituição da posição dos continentes no Pérmico (adaptado de: Farabee, 2001).	112
Figura 5-1 Dispositivo experimental usado por Stanley Miller. Os gases que possivelmente estiveram presentes na atmosfera primitiva são sujeitos a descargas eléctricas sofrendo posterior condensação e deposição no oceano primitivo (adaptado de: Farabee, 2001).	125
Figura 5-2 Proteinóides sintetizados por Fox (Wicander & Monroe, 2000).	129
Figura 5-3 Bicamada fosfolipídica (a) e lipossoma (b), formados em meio aquoso (adaptado de: Cowen, 2004).	130
Figura 5-4 O DNA (ácido desoxirribonucleico) contém a informação necessária à síntese proteica, que tem como intermediário fundamental o RNA. Contudo, são necessárias proteínas (enzimas) para que ocorra a síntese de DNA (replicação) e de RNA (transcrição) (adaptado de: Cowen, 2004).	131
Figura 5-5 Géiser localizado no Nevada (Lanting, 2006)	135
Figura 5-6 História geológica dos principais eventos com referência à Vida na Terra (adaptado de: Sankaran, 2001).	136
Figura 5-7 Microfósseis provenientes de Apex Chert, Austrália, com idade aproximada de 3.465 Ga. Estes organismos sugerem filamentos de cianobactérias (Farabee, 2001).	140
Figura 5-8 Estromatólitos modernos em Shark Bay, no Oeste australiano (retirado de: Townsend, 2003).	145
Figura 5-9 Fóssil de estromatólitos em depósitos do Oeste Australiano, com aproximadamente 3.5 Ga, com as lâminas de carbonato de cálcio bem visíveis, marcando o crescimento da estrutura (retirado de: Altermann & Kazmierczak, 2003).	146
Figura 5-10 Localização geográfica das rochas contendo as principais evidências da Vida directas e indirectas do Pré-Câmbrico (adaptado de: Margulis, 2000).	147
Figura 5-11 Microfóssil encontrado em Gunflint. Eosfera com cerca de 20 micrómetros (Hofmann, 2006).	148
Figura 5-12 A – Amiba (Grand Canyon); B – Protista (Austrália); C – Alga vermelha (Canadá); D – Alga verde (China); E – Alga possivelmente xantófita (Sibéria). Idades desde 1492 Ma a 724 Ma (adaptado de: Knoll, 2003).	148
Figura 5-13 Alga multicelular em rochas do Proterozóico (Wicander & Monroe, 2000).	149
Figura 5-14 Dois tipos de cianobactérias da Formação Bitter Springs. À esquerda está representado o organismo conoidal Myxococcoides minor e à direita está representado o organismo filamentoso Palaeolyngbya (Speer, 1998).	150
Figura 5-15 Fóssil de anelídio ou pólipó de cnidário Dickinsonia sp. (Farabee, 2001).	151
Figura 5-16 Fóssil de Kimberella, com dimensões de 3 cm de largura e 9 cm de comprimento (Speer, 1998).	151
Figura 5-17 Fósseis de embriões animais encontrados na Formação Doushantuo (retirado de: Xiao, 2004).	152
Figura 5-18 Fóssil de Acritarca espinhoso (retirado de: Xiao, 2004).	152

Figura 5-19 <i>Lingulella major</i> , braquiópode em grauvaques do Hispaniano do Marão, em tamanho real. É o mais antigo fóssil conhecido em Portugal (Teixeira, 1981),.....	153
Figura 5-20 Três exemplares de conchas carbonatadas pertencentes a géneros do Câmbrio inferior. (A) <i>Tommotia</i> ; (B) <i>Hyolithellus</i> ; (C) <i>Lenargyrion</i> (retirado de: Rozanov, 1986).....	159
Figura 5-21 Corte transversal de um arqueociatideos (retirado de: Farabee, 2001).	161
Figura 5-22 Fóssil do artrópode <i>Marella</i> , com cerca de 2 cm de comprimento (retirado de: Farabee, 2001).	161
Figura 5-23 Exemplar de trilóbite da espécie <i>Olenoides serratus</i> (retirado de: Farabee, 2001).	162
Figura 5-24 Fóssil do Cordado <i>Pikaia</i> , com cerca de 4 cm de comprimento (Farabee, 2001).	162
Figura 5-25 Fóssil de <i>Opabinia</i> , com cerca de 4 cm de comprimento (retira do de: Altschuler, 2002).....	163
Figura 5-26 (a) Dois exemplares de <i>Delgadella souzai</i> ; (b) <i>Delgadella souzai</i> , ampliada cerca de 20x; (c) <i>Delgadella souzai</i> caudata, ampliada cerca de 7x; (d) Cefalão de <i>Callavia choffatti</i> ; (e) <i>Hicksia elevensis</i> ; (f) <i>Hicksia elevensis</i> ampliada 2x; (g) <i>Hicksia elvensis</i> (retirado de: Teixeira, 1981).	166

Índice de tabelas

Tabela 2-1 Tipos de forças que actuam no Universo (adaptado de: Wicander & Monroe, 2000).....	7
Tabela 2-2 Transformação do hidrogénio em hélio (adaptado de: Ottonello, 1997; Faure, 1998).....	9
Tabela 2-3 Principais características dos planetas do Sistema Solar (adaptada de: Lang, 1992; Kaufmann & Comins, 1997; Lowrie, 1997; Burnham et al., 2003).....	13
Tabela 2-4 Condensação dos materiais constituintes da Nébula Solar a diferentes temperaturas (adaptado de: Faure, 1998).....	16
Tabela 2-5 Principais características da crosta oceânica e crosta continental (Mason & Moore, 1982; Faure, 1998; Graciete Dias).....	21
Tabela 2-6 Abundância relativa (em percentagem) dos elementos presentes na Terra comparativamente com os mais representativos da crosta, por ordem decrescente (adaptado de: Mason & Moore, 1982; Andrews et al., 1996; Faure, 1998).....	22
Tabela 2-7 Principais características dos meteoritos (Brownlow, 1979; Anderson, 1992; Wicander & Monroe, 2000).....	24
Tabela 2-8 Estrutura interna da Terra baseada nas propriedades químicas e nas propriedades físicas.....	28
Tabela 2-9 Tipos de limites de placas, estruturas e vulcanismo associados (adaptado de: Summerfield, 1991).....	31
Tabela 2-10 Processos, estruturas e morfologia terrestre em limites convergentes, função da composição das placas litosféricas em contacto (adaptado de: Weyman, 1981; Summerfield, 1991; Stanley, 1999; Wicander & Monroe, 2000).....	34
Tabela 2-11 Composição da atmosfera primitiva e da atmosfera actual, por ordem decrescente de abundância (Wicander & Monroe, 2000).....	44
Tabela 3-1 Valores da idade da Terra obtidos por diversos métodos (adaptado de: Dalrymple, 2001).....	51
Tabela 3-2 Diferentes tipos de discordâncias e respectivas características (adaptado de: Salvador, 1994; Dick, 2005).....	57
Tabela 3-3 Alguns isótopos usados em métodos de datação (adaptado de: Hawkesworth, et al., 1992).....	60
Tabela 3-4 Principais sistemas isotópicos usados em datações radiométricas (Wicander & Monroe, 2000).....	62
Tabela 3-5 Idades obtidas em gnaisses antigos (adaptado de: Faure, 1968; Kalsbeek, 2000; Kamber et al., 2000; Sankaran, 2000).....	64
Tabela 3-6 Idades radiométricas obtidas no IGB e na associação de Akilia (adaptado de: Kamber et al., 2001).....	65

Tabela 3-7 Idades da Terra obtidas em isótopos de chumbo, pelo método de cálculo de E. Gerling e pelo método de F. Tera (adaptado de: Dalrymple, 2001).....	67
Tabela 3-8 Idades radiométricas obtidas em meteoritos usando vários métodos de datação (adaptado de: Stassen, 1997).....	68
Tabela 3-9 Idades da Terra determinadas pelos métodos U/Pb e Rb/Sr em diversos materiais.	69
Tabela 3-10 Síntese dos principais eventos ocorridos no Fanerozóico.....	74
Tabela 4-1 Principais eventos ocorridos no Hadaico e no Arcaico.	94
Tabela 4-2 Agentes responsáveis pelo transporte sólido e iônico dos continentes para os oceanos (adaptado de: Andrews et al., 1996)	113
Tabela 4-3 Principais eventos ocorridos na Terra primitiva.....	114
Tabela 5-1 Fauna dos xistos de Vila Boim (Teixeira, 1981).....	164
Tabela 5-2 Síntese dos tipos de seres vivos, respectivos taxa e jazida fossilífera onde são encontrados, do Arcaico ao Câmbrio.....	167

1 Introdução

Neste capítulo são apresentados o tema da dissertação, as motivações para a sua escolha, os principais objectivos e a metodologia utilizada para a concretização dos mesmos. São ainda apresentados a estrutura da dissertação e uma breve descrição dos assuntos tratados.

1.1 Apresentação do tema da tese

A formação da Terra e dos restantes corpos do Sistema Solar ocorreu nos primórdios, resultante de uma nuvem de gases e poeiras e de fenómenos associados. Mas foram necessárias centenas de milhões de anos até que o nosso planeta reunisse as condições essenciais ao desenvolvimento da Vida.

A Vida no planeta Terra, o único planeta do Sistema Solar onde é conhecida a sua existência, teve como suporte a particularidade das características terrestres, nomeadamente dos sistemas geosfera, atmosfera e hidrosfera.

O tema central da presente dissertação é a origem e evolução da Terra enquanto sistema fechado composto por subsistemas abertos, a geosfera, a hidrosfera, a atmosfera e a biosfera. O tópico principal é a origem e evolução da geosfera, em particular a sucessão de eventos que permitiram a origem e suporte da biosfera. O tema não abrange todo o tempo geológico, será tratado até à Era Paleozóica do Éone Fanerozóico.

1.2 Motivação para a escolha do tema

O principal motivo para a escolha do tema “A Evolução da Geosfera como Contributo e Suporte para a Vida” é a multidisciplinaridade necessária para a abordagem deste assunto. Não se restringe a uma só área científica, pelo contrário, envolve de forma integradora os conhecimentos de vários domínios científicos, da Geologia, da Química, Física, Astrofísica, Biologia, Matemática e também da História das Ideias.

Ao longo do tempo o Homem tem procurado respostas para velhas questões, que entretanto se vão colocando, levando ao abandono e aparecimento de várias hipóteses e propostas de modelos. É um assunto que sofre constantemente discussão função dos avanços tecnológicos ao serviço da ciência.

Outro motivo que me levou à escolha do tema em questão foi o facto de ser docente e de uma grande parte dos assuntos serem abordados nos Ensinos Básico e Secundário. Esta razão integra-se nos objectivos do Mestrado em Evolução e Origem da Vida “proporcionar formação científica complementar a professores do Ensino Básico e, também, do Ensino Secundário, a fim de melhor poderem cumprir as suas funções educadoras, nomeadamente no que se refere a motivar, preparar e guiar os jovens para o estudo das ciências”.

1.3 Objectivos e metodologia

Os principais objectivos desta dissertação são os seguintes:

- Descrever a evolução inicial da Terra, ou seja, os processos geológicos responsáveis pela diferenciação do planeta, formação da sua estrutura terrestre e evolução tal como a actualmente a conhecemos.
- Descrever e relacionar os processos geológicos que contribuíram para a formação da atmosfera e hidrosfera.

- Descrever os subsistemas terrestres e a sua evolução integrada na do planeta.
- Correlacionar os tipos de paleoambientes terrestres, respectivas geofontes e as primeiras ocorrências de Vida, quer evidências indirectas quer directas.
- Elaborar uma síntese dos eventos, geológicos e outros, por ordem cronológica, marcantes na evolução do planeta como contributo e suporte para Vida, tendo como limite temporal a Era Paleozóica do Éone Fanerozóico, integrando o registo paleontológico relativo a Portugal.

A principal metodologia adoptada teve como base a consulta bibliográfica e a pesquisa de informação na internet, tendo sido realizadas: compilação da informação e leitura crítica. A compilação da informação teve dois momentos importantes. O primeiro relativo aos eventos geológicos à escala do planeta e o segundo relativo à pesquisa da informação paleontológica, incluindo as ocorrências portuguesas, no intervalo de tempo delimitado. Nesta fase a pesquisa de informações fez-se nas bibliotecas das principais instituições com informação geológica e contactando alguns autores directamente. No manancial de informação disponível, houve a preocupação de realizar uma leitura crítica, confrontando ideias e diferentes interpretações, enquadrando-as no historial dos avanços científicos relacionados com o tema de tese.

A tese foi sendo esboçada à medida que se avançou nas leituras, sendo a redacção da tese, propriamente dita, marcada pela fase de integração dos assuntos às várias escalas.

1.4 Estrutura da dissertação

A dissertação está estruturada em capítulos, que se subdividem em subcapítulos e alguns destes em itens. Além deste capítulo inicial, **Capítulo 1 – Introdução**, a tese tem mais cinco capítulos: **Evolução Inicial da Terra; Idade da Terra; Evolução da Geosfera, Atmosfera e Hidrosfera; Geosfera como Suporte para a Vida** e o sexto e último capítulo designado por **Considerações Finais**. Seguem-se ainda **Bibliografia** e **Anexo**.

O segundo capítulo, **Evolução Inicial da Terra**, é composto por cinco subcapítulos: Origem do Universo; Origem do Sistema Solar; Diferenciação da Terra e Origem da Atmosfera e da Hidrosfera.

O terceiro capítulo, **Idade da Terra**, tem como subcapítulos: História das Ideias; Datação Relativa; Datação Absoluta; Materiais mais antigos, terrestres e extraterrestres; Escala de Tempo Geológico.

No quarto capítulo, dedicado **à Evolução da Geosfera, Atmosfera e Hidrosfera**, os assuntos são tratados por intervalos temporais, divididos nos seguintes subcapítulos: Hadaico (4.6 – 4.0 Ga) e Arcaico (4.0 – 2.5 Ga); Proterozóico (2.5 Ga – 542 Ma); Éone Fanerozóico, Era Paleozóica (542 – 251 Ma) e ainda um subcapítulo síntese denominado por Resumo dos principais eventos.

O quinto capítulo, **Geosfera como Suporte para a Vida**, está organizado nos subcapítulos: Hipóteses para a origem da Vida; A Terra, um planeta único – condições para a origem da Vida; Ambientes e Vida no Arcaico; Ambientes e Vida no Proterozóico; Diversidade de Vida no Paleozóico (Câmbrico).

O último capítulo, **Considerações Finais**, é composto por dois subcapítulos: Síntese do tema; Reflexão sobre o trabalho desenvolvido.

2 Evolução Inicial da Terra

A Terra é um planeta singular. É o único onde é conhecida a existência de vida. Vista do espaço a Terra é azul, devido à presença de água nos oceanos que rodeiam os continentes e as numerosas ilhas. Contudo, a Terra nem sempre apresentou um aspecto semelhante ao verificado actualmente. Pensa-se que começou por ser um corpo homogéneo que posteriormente evoluiu para o planeta que hoje conhecemos.

2.1 Origem do Universo

A Terra faz parte do Sistema Solar, o qual, por sua vez, se localiza na Via Láctea, uma das cerca de 50 mil milhões de galáxias que existem no Universo (Burnham et al., 2003). Na opinião de Taylor (1992) quando o Sistema Solar se formou, já o Universo era velho. A maioria dos autores partilha esta opinião, e considera que o Universo pode ter surgido há cerca de 14 500 milhões de anos, num único momento, a partir de uma enorme explosão à qual é dado o nome de Big Bang (Andrews et al., 1996; Albarède, 2003; Burnham et al., 2003). Contudo, mais recentemente, e segundo fontes da NASA (National Aeronautics and Space Administration) a origem do Universo ocorreu há cerca de 13,7 Ga (Hinshaw, 2005). Foi Edwin Hubble (1889-1953) o principal impulsor da ideia do Big Bang, em 1924, quando chamou a atenção da comunidade científica para a sua descoberta. Hubble descobriu que as galáxias pareciam mover-se de maneira ordenada, todas elas a afastarem-se da Terra; fenómeno que dependia da existência de uma força propulsora responsável por esse movimento. Big Bang é a denominação usada como referência a esta génese violenta, responsável pelo movimento identificado por Hubble (Burnham et al., 2003).

A designação Big Bang constitui uma denominação errada porque, de facto, não houve uma explosão no sentido estrito da palavra. Pelo contrário, tratou-se do desenvolvimento de espaço e matéria a partir de uma região. Uma fracção de segundo após este acontecimento, o Universo não era mais do que uma mistura quente que se foi expandindo e arrefecendo, até se formarem partículas como neutrões, electrões e protões que constituem a matéria. Gradualmente surgiram os primeiros os elementos químicos, o hidrogénio e o hélio (figura 2-1). A partir destes originaram-se galáxias, estrelas e planetas (Burnham et al., 2003).

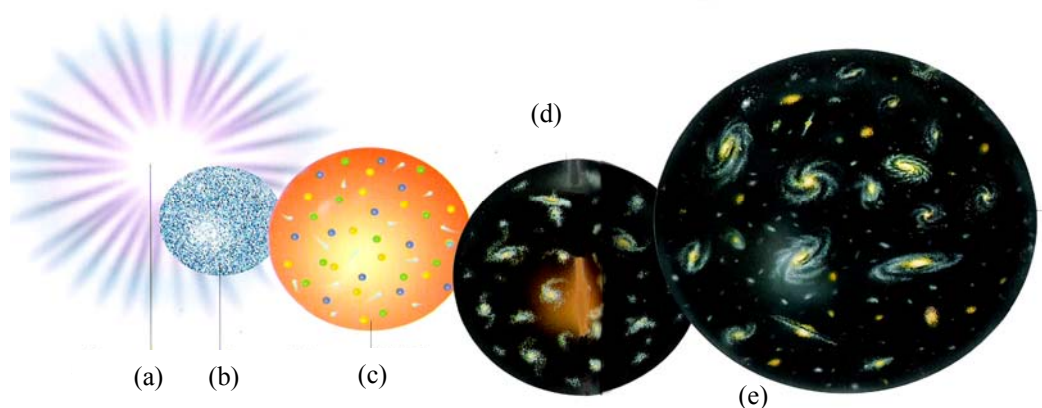


Figura 2-1 Origem do Universo. (a) Big Bang; (b) formação da matéria – electrões, protões e neutrões; (c) formação dos átomos, hidrogénio e hélio; (d) formação das primeiras galáxias, estrelas e planetas; (e) criação do Universo (Burnham et al., 2003).

O modelo do Big Bang conseguiu uma ampla aceitação por parte da comunidade científica devido a três importantes indícios: o espectro da luz emitida pelas galáxias apresenta um desvio até ao vermelho, a existência de radiação cósmica de fundo e a abundância relativa de elementos químicos no Universo (Harwit, 1998; Burnham et al., 2003).

Quando examinadas com um espectrógrafo (instrumento que separa a luz nos seus diversos comprimentos de onda), a quase totalidade das galáxias apresenta linhas espectrais deslocadas até ao extremo vermelho do espectro, o que indica o afastamento das galáxias entre elas e em relação a nós. Caso as linhas espectrais estejam deslocadas para o azul, significa que o objecto está a aproximar-se da Terra – ver figura 2-2 (Burnham et al., 2003). Este fenómeno constitui um exemplo do efeito de Doppler, que consiste na alteração da frequência do som, luz ou radiação causada pelo movimento da fonte de ondas relativamente ao observador (Harwit, 1998).

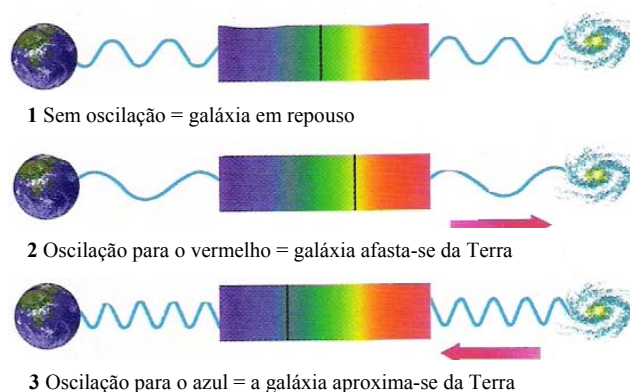


Figura 2-2 A direcção do movimento das galáxias pode detectar-se analisando a luz que emitem e aplicando o princípio do efeito de Doppler. (1) Fonte luminosa em repouso em relação à Terra. (2) As ondas tornam-se mais largas, quando a fonte luminosa se afasta da Terra, de forma que as linhas espectrais deslocam-se até ao vermelho. (3) Quando o objecto se aproxima da Terra, as ondas encurtam-se e as linhas espectrais deslocam-se até ao azul (Burnham et al., 2003).

A radiação cósmica de fundo, detectada em 1965 por Arno Penzias e Robert Wilson, constitui, muito provavelmente, o indício mais convincente. Esta denominação é atribuída a micro ondas remanescentes do Big Bang e pensa-se que se trata do seu último vestígio de energia (Burnham et al., 2003).

Um outro indício é a concordância da abundância relativa de elementos químicos no Universo com a indicada na teoria do Big Bang. Nos primeiros instantes logo após o Big Bang, as principais forças que actuam no Universo (força nuclear fraca e forte, força electromagnética e gravidade) permitiram a formação de núcleos de hidrogénio por fusão de protões e neutrões (tabela 2-1). A formação de átomos de hidrogénio e hélio ocorreu posteriormente, quando os electrões se juntaram aos núcleos já formados. Subsequentemente, começaram a formar-se estrelas e galáxias, num momento em que o Universo era constituído essencialmente por hidrogénio e hélio (Harwit, 1998; Wicander & Monroe, 2000).

Tabela 2-1 Tipos de forças que actuam no Universo (adaptado de: Wicander & Monroe, 2000).

PRINCIPAIS FORÇAS QUE ACTUAM NO UNIVERSO	
Força nuclear fraca	É responsável pela quebra do núcleo de um átomo, produzindo decaimento radioactivo.
Força nuclear forte	Liga protões e neutrões no núcleo de um átomo.
Força electromagnética	Combina a electricidade e o magnetismo e estabelece a ligação entre os átomos para formar moléculas.
Gravidade	Atracção de um corpo a outro.

No decurso da evolução, as estrelas albergaram inúmeras reacções que conduziram à formação de elementos mais pesados a partir de elementos mais leves. Estas reacções foram responsáveis pela conversão de hidrogénio em hélio (no núcleo das estrelas) e posterior conversão em elementos mais pesados como o carbono, o oxigénio e o ferro (Taylor, 1992; Andrews et al., 1996; Wicander & Monroe, 2000; Albarède, 2003). Quando as estrelas com massa superior à do Sol morrem, dá-se uma explosão denominada por supernova, ocorre dispersão dos elementos pelo espaço interestrelar, incluindo elementos pesados que se formaram no interior da estrela. Estes elementos dispersos funcionam como núcleos para formação de novas estrelas ou planetas, condicionando a composição dos novos corpos celestes (Taylor, 1992; Kaufmann & Comins, 1997).

2.1.1 Nucleossíntese

Os elementos mais abundantes do Universo são, o hidrogénio e o hélio, relíquias dos primeiros momentos em que se deu o Big Bang. No entanto, foram os processos de produção estelar de novos elementos que definiram as abundâncias cósmicas actuais, representadas na figura 2-3 (Andrews et al., 1996). É precisamente a partir desta matéria que são constituídas as inúmeras galáxias existentes no Universo. Como tal, o Sistema Solar, localizado na galáxia Via Láctea, reflecte a composição daquela matéria ou material interestelar, concentrando o Sol a maior parte da massa do Sistema (Andrews et al., 1996).

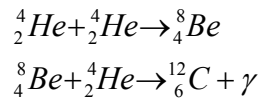
As estrelas apresentam um ciclo de vida: nascem, crescem e morrem (Faure, 1998). É a evolução das estrelas que está associada a formação química de determinados elementos. Nas estrelas ocorrem reacções nucleares (nucleossíntese) que sintetizam novos elementos a partir do hidrogénio e do hélio (Ottonello, 1997; Faure, 1998; Harwit, 1998).

Todas as estrelas geram energia através de reacções de fusão do hidrogénio da qual resulta a síntese do hélio. Esta pode ocorrer através da cadeia próton-próton e através do ciclo CNO (carbono-azoto-oxigénio). Os processos encontram-se listados na tabela 2-2.

Tabela 2-2 Transformação do hidrogénio em hélio (adaptado de: Ottonello, 1997; Faure, 1998).

TRANSFORMAÇÃO DO HIDROGÉNIO EM HÉLIO	
CADEIA PROTÃO-PROTÃO	CICLO CNO
${}^1_1H + {}^1_1H \rightarrow {}^2_1H + \beta^+ + \nu + 0.422MeV$ $\beta^+ + \beta^- \rightarrow 1.02MeV$ ${}^2_1H + {}^1_1H \rightarrow {}^3_2He + \gamma + 5.493MeV$ ${}^3_2He + {}^3_2He \rightarrow {}^4_2He + {}^1_1H + {}^1_1H + 12.859MeV$	${}^{12}_6C + {}^1_1H \rightarrow {}^{13}_7N + \gamma$ ${}^{13}_7N \rightarrow {}^{13}_6C + \beta^+ + \nu$ ${}^{13}_6C + {}^1_1H \rightarrow {}^{14}_7N + \gamma$ ${}^{14}_7N + {}^1_1H \rightarrow {}^{15}_8O + \gamma$ ${}^{15}_8O \rightarrow {}^{15}_7N + \beta^+ + \nu$ ${}^{15}_7N + {}^1_1H \rightarrow {}^{12}_6C + {}^4_2He$
<p>- Dois núcleos de hidrogénio (um protão cada) colidem para formar deutério (2_1H), um positrão (β^+) e um neutrino (ν). Esta reacção é acompanhada da libertação de 0.422 MeV (milhões de volt) de energia.</p> <p>- O positrão (carga positiva) é aniquilado pela interacção com um electrão de carga negativa fornecendo uma energia adicional de 1.02MeV.</p> <p>- O núcleo de deutério colide com outro protão dando origem a um núcleo de hélio -3 (3_2He), raios gama (γ) e 5.493 MeV de energia.</p> <p>- Dois núcleos de He^3 colidem formando-se He^4 (4_2He), dois protões e 12.859 MeV de energia.</p> <p>- Resultado final é a produção de um núcleo de hélio, um raio gama, um neutrino e 19.794 MeV de energia.</p> <p>- Este processo ocorre a temperaturas aproximadas de 10×10^6 K.</p> <p>- Fonte de energia para a 1ª geração de estrelas que se formou a partir da mistura de elementos químicos com número atómico baixo (H e He) existente após o Big Bang.</p>	<p>- Após a morte de uma primeira geração de estrelas, o gás interestelar resultante contém elementos com um número atómico mais elevado.</p> <p>- A presença de carbono (${}^{12}_6C$) sintetizado por estrelas ancestrais constitui também uma forma de obtenção de energia por fusão do hidrogénio.</p> <p>- O ${}^{12}_6C$ funciona como um catalizador, sendo libertado no final. Este pode voltar a ser usado num novo ciclo CNO.</p> <p>- Neste processo são fundidos quatro protões para formar um núcleo de 4_2He.</p>

Após o processo de conversão do hidrogénio em hélio que ocorre no núcleo, a fusão do hidrogénio termina e o hélio passa a ser o combustível nas reacções seguintes. A principal reacção consiste na fusão de três partículas alfa (processo tripla-alfa) para formar núcleos de ${}^{12}_6C$, tal como representado nas seguintes equações (Faure, 1998):



Trata-se de uma reacção essencial no processo de nucleossíntese pois é a ponte que permite a passagem para a síntese de todos os elementos a partir do hélio. Sem esta etapa, a evolução estelar seria muito curta e o Universo composto apenas por hidrogénio e hélio. A fusão do hélio pode, desta forma, continuar, sendo o ${}^{56}_{28}\text{Ni}$ átomo mais pesado produzido por adição de partículas alfa. Este decai para ${}^{56}_{27}\text{Co}$, o qual posteriormente decai para o isótopo estável ${}^{56}_{26}\text{Fe}$, causando a abundância deste elemento, ilustrada na figura 2-3 (Faure, 1998).

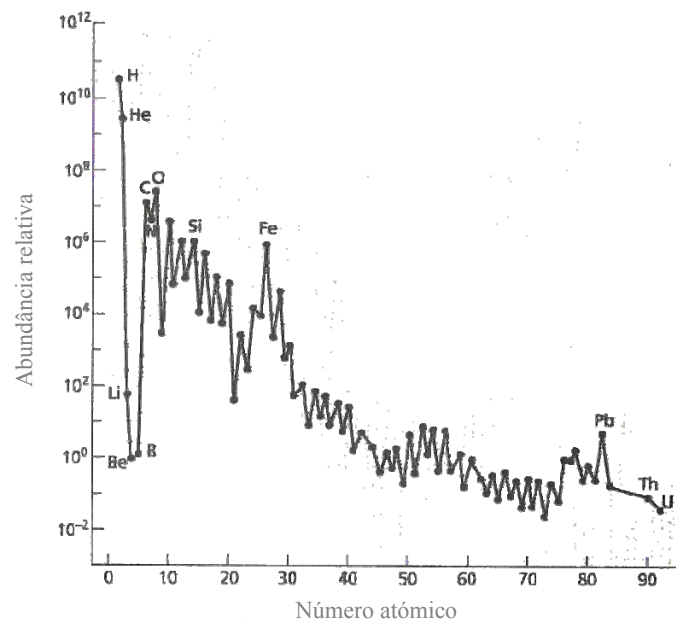
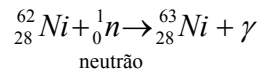


Figura 2-3 Abundância cósmica dos elementos. A abundância relativa dos elementos é definida em números de átomos da cada elemento por 10^6 átomos de silício (adaptado de: Andrews et al., 1996).

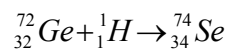
Durante os estados finais da evolução de uma estrela ocorrem outras reacções nucleares. As mais importantes são as de captura de neutrões, onde se geram elementos químicos com número atômico superior a 26 (ou seja superior ao do ${}_{26}\text{Fe}$).

Num estado muito avançado da evolução estelar, antes de uma supernova, podem ocorrer processos de nucleossíntese por captura de neutrões que geram elementos químicos com número atômico superior do ${}_{26}\text{Fe}$. Estas reacções envolvem a adição de um neutrão ao núcleo de um átomo

com consequente produção de um isótopo com o mesmo número atômico, mas massa mais elevada (Faure, 1998). Por exemplo:



O processo de captura de neutrões pode ser de captura lenta (**processo s**) ou de captura rápida (**processo r**), o qual requer um fluxo de neutrões muito mais intenso. Contudo, a captura de neutrões não dá origem a todo tipo de elementos pesados. Na formação de alguns ocorre a adição de dois prótons, num processo designado por **processo p** (Faure, 1998). Por exemplo:



2.2 O Sistema Solar

O planeta Terra orbita à volta do Sol, uma estrela entre as inúmeras que existem na Via Láctea. Por esta razão, ao conjunto de planetas que orbitam em torno do Sol, de todas as luas, asteróides, cometas e material interplanetário é denominado por Sistema Solar.

2.2.1 Características do Sistema Solar

O Sistema Solar é composto por uma estrela, o Sol, oito planetas principais, asteróides, cometas e outros materiais interestelares. Na figura 2-4 encontram-se esquematizadas duas representações dos planetas que constituem o Sistema Solar. Na representação (a) é evidenciado o tamanho relativo dos planetas e na (b) as respectivas órbitas em torno do Sol (Wicander & Monroe, 2000).

Actualmente, os oito planetas do Sistema Solar são agrupados em dois grandes grupos em função das suas propriedades físicas e químicas. Os planetas interiores, localizados numa região mais próxima de Sol, são de tamanho reduzido e mais densos, o que indica composição rochosa e abundância de elementos metálicos. Estes planetas são designados por planetas internos por se situarem entre o Sol e a cintura de asteróides, localizada entre Marte e Júpiter (conhecida por

cintura principal)), e também de telúricos uma vez que são rochosos, tal como a Terra. São eles Mercúrio, Vénus, Terra e Marte (Kaufmann & Comins, 1997; Lowrie, 1997; Zeilik & Gregory, 1998; NASA, 2006).

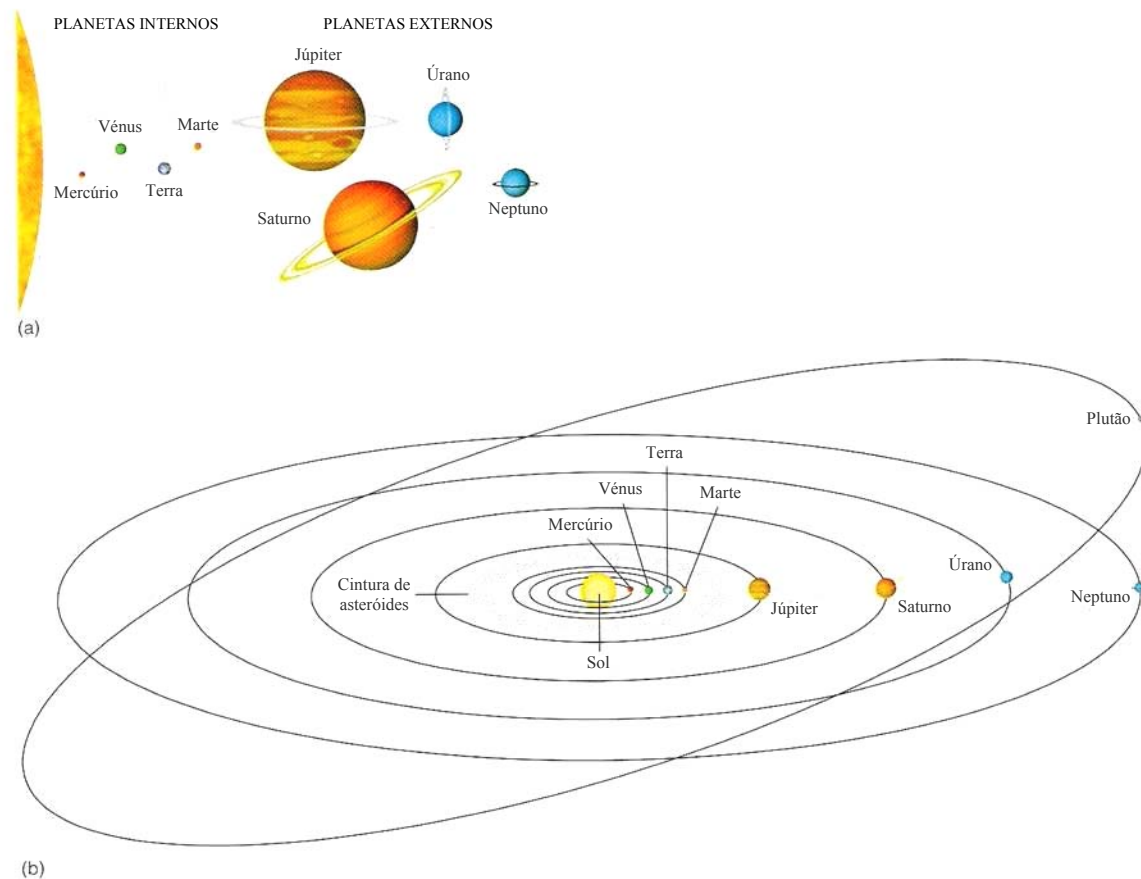


Figura 2-4 Representações esquemáticas do Sistema Solar em que (a) representa o tamanho relativo dos planetas e (b) representa as suas órbitas em torno do Sol, incluindo também a da Plutão (adaptado de: Wicander & Monroe, 2000).

Os quatro planetas seguintes (Júpiter, Saturno, Urano e Neptuno) são designados de planetas gasosos ou gigantes (Zeilik & Gregory, 1998). Estes planetas são assim denominados porque são constituídos por elementos menos densos, como hidrogénio, hélio e metano, e são de grande dimensão (Lowrie, 1997; Zeilik & Gregory, 1998). Durante muito tempo Plutão foi considerado um planeta principal (figura 2-4 b) com características distintas dos planetas gasosos. Por este motivo, a única denominação que o englobava era a de planetas exteriores, uma vez que inclui todos aqueles que se encontram para lá da cintura principal (Kaufmann & Comins, 1997; Lowrie, 1997; Zeilik & Gregory, 1998). Recentemente Plutão passou a ser considerado um planetóide pelo que o Sistema Solar passa a ser constituído por oito planetas principais (NASA, 2006; Soter, 2007). As principais características destes corpos estão resumidas na tabela 2-3.

Tabela 2-3 Principais características dos planetas do Sistema Solar (adaptada de: Lang, 1992; Kaufmann & Comins, 1997; Lowrie, 1997; Burnham et al., 2003).

	PLANETAS INTERNOS				PLANETAS EXTERNOS			
	MERCÚRIO	VÊNUS	TERRA	MARTE	JÚPITER	SATURNO	ÚRANO	NEPTUNO
Distância média ao Sol ($\times 10^6$ km)	58	108	150	227	778	1430	2870	4500
Raio (km)	2439	6052	6378	3397	71998	60000	26145	24300
Massa (unidades de massa terrestre)	0,05	0,8	1,0	0,1	317,8	95,1	14,5	17,2
Densidade média (g/cm^3)	5,4	5,2	5,5	3,9	1,3	0,7	1,3	1,7
Composição (elementos que se supõe existirem no interior e elementos encontrados à superfície)	Fe, Ni, Si, O, Ti	Si, Al, Mg, O, Fe, Ni	Si, O, Al, Mg, Mn, Fe, K, Ca, Ti	Si, O, Al, Mg, Fe, S, Mg, Ca	75 % H, 25 % He, 1 % elementos pesados	74 % H, 24 % He, 2 % elementos pesados	H, pouco He e CH_4	H, He e CH_4

Ao redor da maioria dos planetas que constituem o Sistema Solar, à exceção de Mercúrio e Vênus, orbitam satélites naturais, também conhecidos por luas ou planetas secundários. Tratam-se de corpos rochosos com composição muito semelhante à dos planetas terrestres, podendo apresentar dimensão muito variada (Faure, 1998; Burnham et al., 2003).

O Sistema Solar contém ainda milhares de asteróides, também eles rochosos e com dimensões desde vários quilómetros de comprimento até corpos granulares microscópicos. A grande maioria está localizada entre as órbitas de Marte e Júpiter, constituindo a chamada cintura de asteróides principal. Quando estes corpos são capturados pelo campo gravítico da Terra, tornam-se incandescentes, devido ao atrito com a atmosfera, e passam a ser denominados por meteoróides. Caso atinjam a superfície terrestre, causando crateras de impacto, designam-se de meteoritos. Se as suas dimensões forem reduzidas atingem a superfície sob a forma de cinzas, devido ao aquecimento. São estes corpos incandescentes que constituem o fenómeno designado por chuva de meteoros, ou chuva de estrelas (Kaufmann & Comins, 1997; Lowrie, 1997; Burnham et al., 2003).

Para além dos asteróides, também outros corpos interceptam a órbita da Terra podendo, também eles, ser responsáveis pela chuva de meteoros. São eles os cometas, corpos de pequena massa, que gravitam ao redor do Sol em órbitas elípticas bastante alongadas. São constituídos por um pequeno núcleo sólido rodeado por gelos (tanto de água como de gases congelados) e poeiras. Considera-se que a maioria dos cometas reside numa nuvem esférica chamada Nuvem de Oort que

rodeia o Sistema Solar, ou então na cintura de Edgeworth-Kuiper, com forma de disco, localizada perto das órbitas de Úrano e Neptuno (Lowrie, 1997; Zeilik & Gregory, 1998).

Ao analisarmos o volume do sistema solar como um todo, aparentemente é quase vazio. Contudo, este "espaço" que compõe o meio interplanetário, inclui diversas formas de energia, poeira interplanetária e gás interplanetário. A poeira interplanetária consiste em partículas sólidas microscópicas de material rochoso. O gás interplanetário inclui, como o próprio nome indica, gás (essencialmente hidrogénio e hélio) e partículas electromagnéticas, principalmente protões e electrões provenientes do Sol, o chamado vento solar (Zeilik & Gregory, 1998; Burnham et al., 2003).

2.2.2 Origem do Sistema Solar

Como se formaram estes corpos celestes de naturezas tão distintas?

Desde muito cedo o ser humano preocupou-se em saber como o Sistema Solar se formou. Muitas teorias relativas à origem do Sistema Solar têm sido propostas, modificadas e abandonadas. Pelo seu carácter histórico, algumas ainda hoje são recordadas.

Nas primeiras teorias enunciadas sobre a origem do Sistema Solar, os investigadores basearam-se nas evidências mais simples, tais como: todos os planetas giram em torno do Sol, na mesma direcção, em orbitas elípticas e aproximadamente no mesmo plano (plano elíptico), à excepção de Úrano. Com a excepção deste, o eixo de rotação dos planetas é praticamente perpendicular ao plano elíptico.

Os autores das **teorias catastróficas**, propostas em 1749, defendiam que se formaram pontes de material (plasma estelar) devido à atracção gravítica de um corpo que passou perto de Sol preexistente. Da condensação desta ponte de matéria é possível que tenham resultado os planetesimais, que por atracção gravitacional e colisão sucessivas se tornaram maiores, originando os planetas (Lowrie, 1997; Zeilik & Gregory, 1998).

Outros investigadores propunham a existência de uma nuvem de gases e poeiras, que começou a condensar devido à rotação centrípeta e à atracção gravítica dos seus constituintes. Posteriormente adquiriu a forma de um disco, com maior acumulação de matéria na região central – futuro Sol. Os principais defensores desta ideia foram o filósofo alemão Immanuel Kant (1724-1804), em 1755 e mais tarde, o matemático francês Pierre Laplace (1749-1827), em 1796 (Cooper et al., 1990). Nestas teorias estavam ausentes explicações convincentes para diversas

questões, já colocadas na altura. Um exemplo é a reduzida velocidade de rotação do Sol, que de acordo com princípios físicos deveria girar a maior velocidade. Actualmente sabemos da existência de ventos solares, carregados de gases ionizados, que interagem com o campo magnético e reduzem a velocidade de rotação (Cooper et al., 1990; Lowrie, 1997).

Recentemente esta teoria foi reformulada e segundo Albarède (2003) a ideia de como se formou o Sistema Solar vai de encontro aos princípios de Laplace. A reformulação da antiga teoria só foi possível devido aos dados recolhidos pelos cientistas, permitidos pelos avanços quer tecnológicos quer dos conhecimentos no domínio da Astrofísica. Isto conduziu ao surgimento da teoria da nébula solar, representada esquematicamente na figura 2-5.

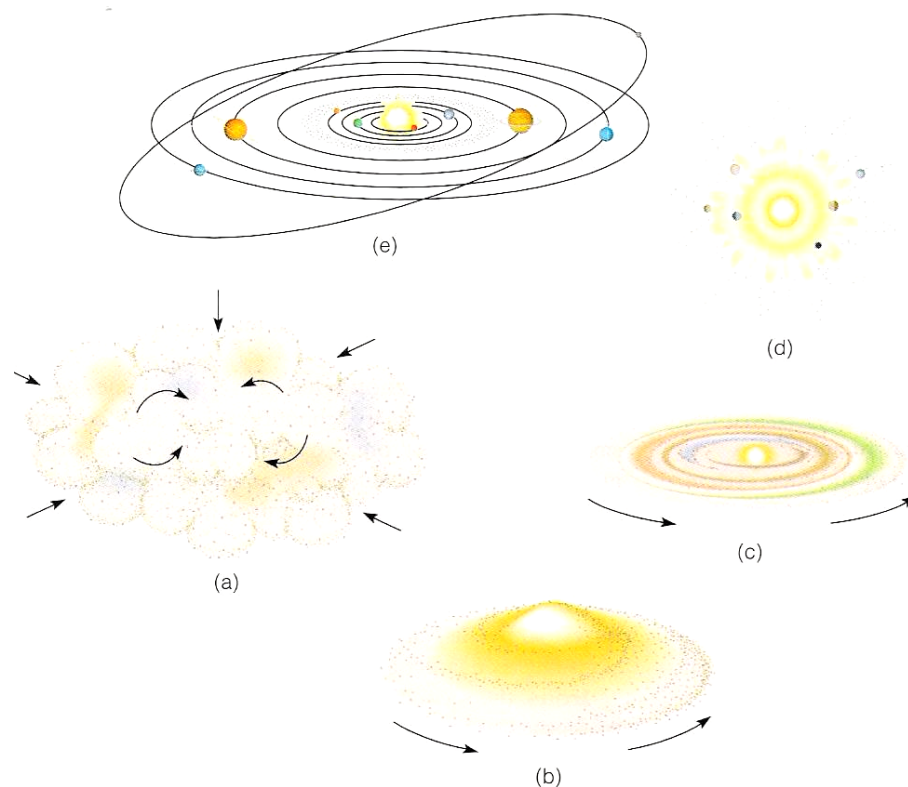


Figura 2-5 Etapas importantes na formação do Sistema Solar, segundo a Teoria de Nébula Solar. (a) condensação por acção da gravidade; (b) contração e rotação; (c) nébula em forma de disco, com o Sol primitivo no centro; (d) vaporização de gás e poeiras para regiões mais afastadas do Sol; (e) utilização do H pelo Sol primitivo e os planetas completaram a sua formação (Wicander & Monroe, 2000).

De acordo com defensores da teoria da nébula solar, a origem do Sistema Solar envolve condensação e colapso de material interestelar num braço da galáxia Via Láctea. À medida que a nuvem colapsava sob a influência da gravidade, começou a rodar e cerca de 90 % da sua massa concentrou-se na região central da nuvem. A rotação e concentração de material continuou, tendo-

se formado um proto-Sol na região central. Após a formação do proto-Sol, a elevada energia térmica resultante das reacções termonucleares (subcapítulo 2.1.1), conduziu à vaporização de grande parte dos gases e poeiras existentes. A posterior condensação ocorreu de acordo com os diferentes pontos de fusão dos materiais (tabela 2-4), formando-se uma nuvem diferenciada constituída por gases e partículas sólidas. Foi a acreção resultante das inúmeras colisões entre os materiais da nuvem que permitiu a formação dos planetesimais (Faure, 1998; Wicander & Monroe, 2000). À medida que estes colidiam entre si e com outros materiais ainda existentes na nuvem, aumentaram de massa e de tamanho tendo dado origem aos planetas actuais (figura 2-5).

Tabela 2-4 Condensação dos materiais constituintes da Nébula Solar a diferentes temperaturas (adaptado de: Faure, 1998).

Temperatura de condensação (°C)	Materiais da Nébula Solar
1325	Óxidos refractários: CaO, Al ₂ O ₃ , TiO ₂
1025	Metálicos: Fe e Ni
925	Enstatite (MgSiO ₃)
925-220	Fe, na forma de FeO reage com a enstatite para formar olivina (Fe, Mg) ₂ SiO ₄
725	Na reage com Al ₂ O ₃ e silicatos para formar feldspatos e minerais relacionados
725	Condensação de K e outros metais alcalinos
400	H ₂ S reage com Fe para formar troilite (FeS)
280	Vapor de água reage com minerais de Ca formando tremolite (Ca ₂ Mg ₅ Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂)
150	Vapor de água reage com olivina formando serpentina (Mg ₃ [Si ₂ O ₅](OH) ₄)
-100	Vapor de água condensa formando gelo
-125	NH ₃ reage com o gelo formando NH ₃ .H ₂ O sólido
-150	CH ₄ reage com o gelo formando CH ₄ .H ₂ O sólido
-210 a)	Ar e excessos de CH ₄ condensam formando Ar e CH ₄
- 250 a)	Ne, H e He condensam

a) Estas reacções provavelmente não ocorreram porque a temperatura no disco planetário não deve ter atingido valores tão baixos.

O aumento da temperatura do Sol com vaporização e condensação dos materiais possibilitou a primeira grande diferenciação geoquímica do Sistema Solar, esquematizada na figura 2-6 (Andrews et al., 1996; Zeilik & Gregory, 1998).

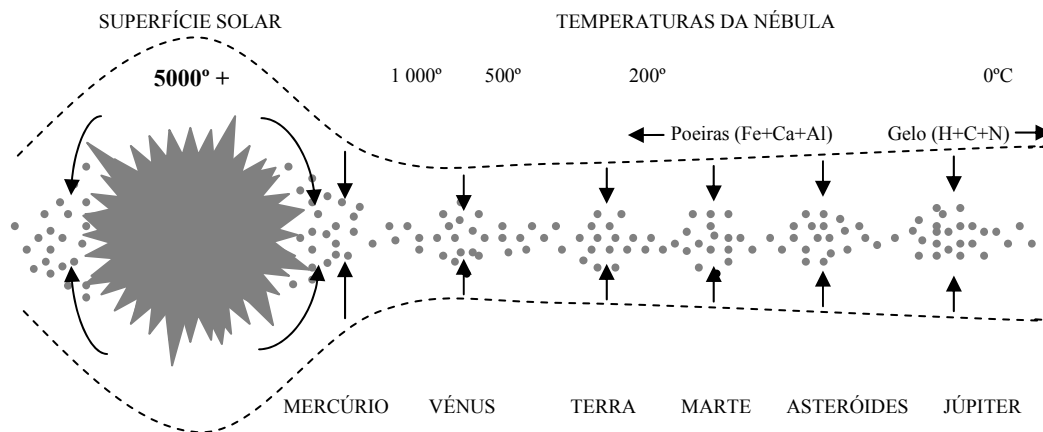


Figura 2-6 Primeira diferenciação geoquímica do Sistema Solar (adaptado de: Antunes, 1991).

A composição dos planetas é determinada não só pela composição da nébula solar, como também pela distância ao Sol dos materiais que sofreram condensação. Os planetas interiores são constituídos por materiais rochosos e elementos pesados que condensaram a elevadas temperaturas. Os planetas exteriores são compostos essencialmente por elementos voláteis como o hidrogénio, hélio, amoníaco e metano, que condensam a baixas temperaturas (Kaufmann & Comins, 1997). Com base nestas evidências Faure (1998), considera que a origem e composição dos planetas do Sistema Solar está intimamente ligada à formação do Sol.

O campo magnético do Sol interagiu com os gases ionizados da nébula solar, abrandando a sua rotação. A descoberta de que o campo magnético do Sol exerce uma força nos gases circundantes da nébula, resolveu o problema da rotação tão lenta do Sol (Cooper et al., 1990; Lowrie, 1997).

A cintura de asteróides localizada entre Marte e Júpiter é explicada pela teoria nebular como sendo, muito provavelmente, planetesimais, que devido ao campo gravitacional de Júpiter não sofreram acreção para a formação de um planeta (Kaufmann & Comins, 1997; Burnham et al., 2003).

À semelhança do que acontece com os asteróides, pensa-se que corpos interplanetários como os cometas contêm material residual da formação do Sistema Solar (Burnham et al., 2003). Os locais de onde são oriundos, a nuvem de Oort e a cintura de Edgeworth-Kuiper, são igualmente considerados locais onde permanecem vestígios da nébula solar.

Apesar da elevada diversidade, todos estes corpos apresentam um ponto em comum: são o resultado da mesma matéria que deu origem a todo o Sistema Solar; têm pois, uma origem

comum. Desta forma, o seu estudo também contribui de modo significativo para a determinação da idade e constituição do Sistema Solar, mais concretamente do nosso planeta. A teoria da nébula solar pode dar resposta a muitas questões relacionadas com estes corpos, mas foi o estudo dos mesmos que permitiu a estruturação desta concepção.

2.3 Diferenciação da Terra

A Terra, logo após a sua formação era um planeta indiferenciado. Naquela altura era uma massa homogénea constituída essencialmente por compostos de silício, óxidos de ferro e magnésio, entre outros elementos e compostos químicos (Lewis, 1997; Zeilik & Gregory, 1998). Foram diversos os mecanismos que permitiram a transformação da Terra num planeta diferenciado. Os mecanismos de diferenciação foram responsáveis pela estrutura interna do planeta em camadas, as quais diferem entre si relativamente ao quimismo, mineralogia e reologia. Estão também relacionados, de forma indirecta, com a formação da atmosfera, hidrosfera e continentes (Andrews et al., 1996).

2.3.1 Mecanismos de diferenciação

Para além de ser um planeta homogéneo logo após a sua formação, a Terra não manifestava uma temperatura suficiente que permitisse a fusão e consequente migração dos elementos e compostos químicos. Foram três os mecanismos que permitiram o aumento da temperatura da Terra e posterior diferenciação. Foram eles:

- **Acreção**

Cada planetesimal apresenta uma energia elevada que pode ser convertida em calor. Por exemplo, um planetesimal de 4000 kg com uma velocidade de 30 km/s liberta muito mais energia do que uma explosão nuclear de 1 kt. Apesar de uma grande parte deste calor ter sido irradiado para o espaço, uma fracção significativa permaneceu naquele que viria a ser o futuro planeta. A quantidade de energia absorvida sob a forma de calor é difícil de

determinar uma vez que depende da massa, velocidade, temperatura e número de planetesimais e meteoritos que caíram na Terra na fase inicial da sua formação (Cooper et al., 1990).

- **Compressão gravítica**

A compressão interna associada à acumulação de material proveniente da acreção também contribuiu para o aumento da temperatura uma vez que a energia envolvida nesse processo era convertida em calor. A condução do calor através das rochas é muito lenta, como tal, ocorreu acumulação de calor e consequente aumento da temperatura no interior, que segundo cálculos efectuados por geofísicos podem ter atingido 1000 °C (Cooper et al., 1990; Skinner & Porter, 2000).

- **Desintegração radioactiva**

À semelhança do que ainda se verifica actualmente, isótopos de elementos radioactivos (urânio, tório, rubídio, potássio, etc.) foram responsáveis pelo aumento da temperatura devido ao seu decaimento radioactivo. Os átomos destes isótopos desintegram-se espontaneamente emitindo partículas atómicas (núcleos de hélio e electrões) e transformando-se em isótopos estáveis. Assim que as partículas emitidas são absorvidas pela matéria circundante a sua energia é transformada em calor. Este calor resultante da desintegração radioactiva flui por condução através das rochas (Cooper et al., 1990).

A combinação do impacto de meteoritos, a compressão gravitacional e o decaimento radioactivo conduziu a um aumento de temperatura suficiente para que ocorresse a fusão do ferro (Fe) e do níquel (Ni). Estes elementos, por serem mais densos migraram para o centro formando o núcleo (figura 2-7b). A migração do Fe e do Ni contribuiu também para o aumento da temperatura do planeta, devido à conversão da energia cinética do movimento centrípeto em energia calorífica. Os elementos menos pesados, como o silício (Si), alumínio (Al) e oxigénio (O) permaneceram na zona exterior ao núcleo (figura 2-7c). Desta forma ocorreu a diferenciação em núcleo e manto, primitivos (Stanley, 1999; Skinner & Porter, 2000; Wicander & Monroe, 2000). Após a formação do núcleo teve início a fase de diferenciação do manto primitivo, que resultou na formação da crosta, manto superior e manto inferior. Alguns investigadores admitem ter existido um oceano de rocha fundida, oceano magmático, que em contacto com a superfície arrefeceu e originou uma superfície rochosa primitiva (Andrews et al., 1996).

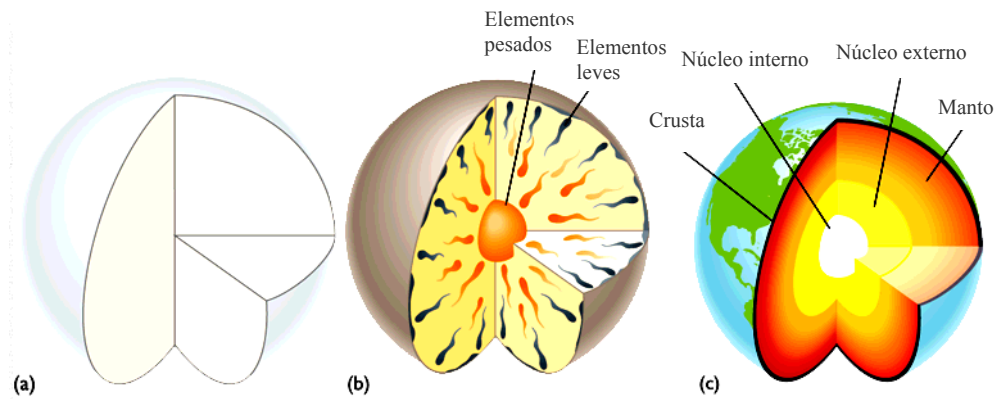


Figura 2-7 Diferenciação da Terra. (a) Terra indiferenciada. (b) migração dos elementos mais pesados para o centro enquanto que os menos densos tendem a concentrar-se à superfície (c) planeta diferenciado (adaptado de: Stanley, 1999).

A migração de elementos químicos no interior da Terra foi controlada pela densidade e ainda pela afinidade/propriedades químicas dos elementos, pelo que o processo de diferenciação geoquímica do planeta não foi meramente mecânico. Alguns elementos pesados com reduzida afinidade para formarem compostos leves com o oxigénio (O) e silício (Si), como por exemplo o ouro (Au) e platina (Pt), migraram para o núcleo. Elementos pesados, como por exemplo o urânio (U) e o tório (Th), com afinidade para formarem compostos leves com o oxigénio (O), silício (Si) e fósforo (P), migraram em direção à superfície, acumulando-se na crosta. Os elementos com densidade intermédia permaneceram no manto.

2.3.2 Estrutura e composição actual da Terra

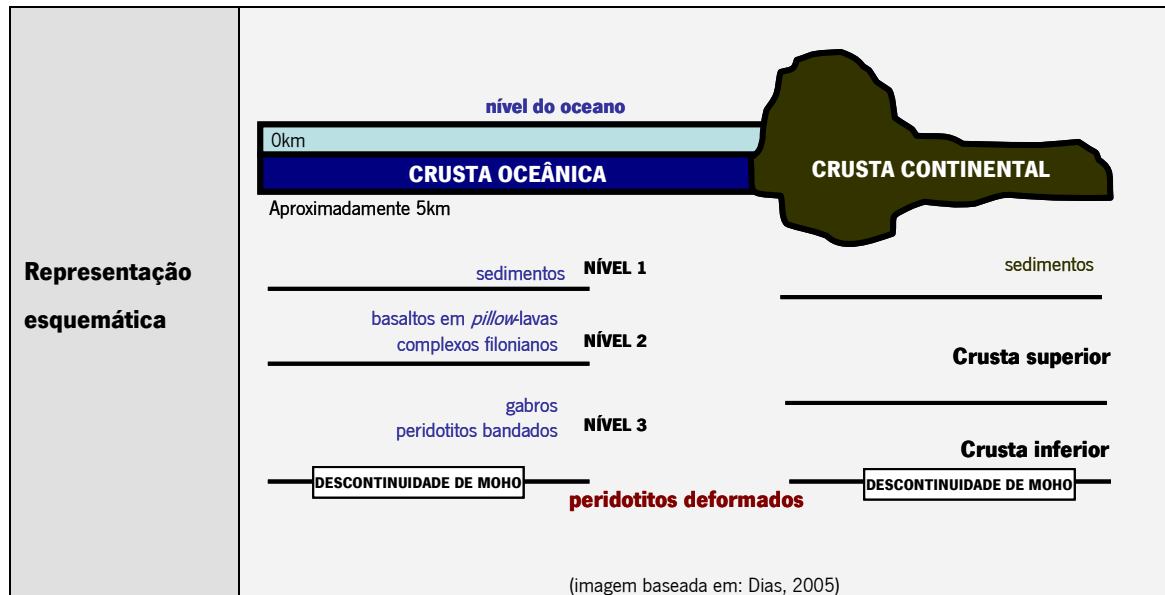
A formação do núcleo terrestre constituiu a etapa inicial na diferenciação da Terra. Apesar de apenas quatro elementos (o ferro, o oxigénio, o silício e o magnésio) perfazerem cerca de 90 % da Terra, a sua distribuição não é uniforme existindo uma zonação química (Kaufmann & Comins, 1997; Zeilik & Gregory, 1998).

O nosso planeta tem de raio cerca de 6380 km, variável uma vez que a sua forma não é esférica, de massa 6×10^{24} kg e de densidade média $5,5 \text{ g/cm}^3$. Sabendo que a densidade das rochas da superfície do planeta é inferior à sua densidade média, tudo leva a crer que o interior da Terra seja muito denso, indicando uma estruturação (Lewis, 1997). Segundo critérios de classificação químicos e mineralógicos a Terra está dividida em crosta, manto e núcleo.

A crosta terrestre não é uniforme e, com base nas suas características, pode ser dividida em crosta continental e crosta oceânica. As diferenças de espessura e densidade levam a supor a existência de características distintas entre ambas, referidas na tabela 2-5. A crosta continental tem espessura média de 30 km e apresenta uma densidade de $2,7 \text{ g/cm}^3$, enquanto a crosta oceânica possui 7 km de espessura média e densidade de $2,9 \text{ g/cm}^3$. Imediatamente abaixo da crosta encontra-se o manto com densidade entre $3,4$ e $5,5 \text{ g/cm}^3$, estendendo-se até à profundidade de 2900 km. Na zona mais interna da Terra, a seguir ao manto, existe o núcleo diferenciado em núcleo externo e núcleo interno. O núcleo externo tem comportamento físico dum líquido e densidade $9,9$ a $12,0 \text{ g/cm}^3$. O núcleo interno apresenta de raio 1300 km e de densidade 13 g/cm^3 , aproximadamente (Mason & Moore, 1982; Lewis, 1997; Zeilik & Gregory, 1998).

Tabela 2-5 Principais características da crosta oceânica e crosta continental (Mason & Moore, 1982; Faure, 1998)

	CRUSTA OCEANICA	CRUSTA CONTINENTAL
Espessura	5 a 8 km	30 a 35 km (pode atingir 60 km nas cadeias montanhosas)
Densidade	$2,9 \text{ g/cm}^3$	$2,7 \text{ g/cm}^3$
Composição química (% peso por ordem decrescente de abundância)	SiO_2 ; Al_2O_3 ; CaO ; FeO ; MgO ; Fe_2O_3 ; Na_2O ; TiO_2 ; K_2O ; MnO ; P_2O_5	SiO_2 ; Al_2O_3 ; CaO ; FeO ; MgO ; Na_2O ; K_2O ; Fe_2O_3 ; TiO_2 ; P_2O_5 ; MnO
Constituição	<p>NÍVEL 1: Sedimentos</p> <p>NÍVEL 2: Basaltos, em <i>pillow</i>-lavas (lavas em forma de almofada resultante do arrefecimento rápido da lava devido ao contacto com a água), atravessados por filões de doleritos (correspondente hipabissal do gabro) que formam complexos filonianos.</p> <p>NÍVEL 3: Gabros, peridotitos bandados. Na proximidade da descontinuidade de Mohorovicic – descontinuidade que separa a crosta do manto – encontram-se deformados.</p>	<p>SUPERIOR: Sedimentos, rochas graníticas (rochas ígneas plutónicas), algumas rochas vulcânicas (basaltos) e metamórficas (micaxistos e gnaisses).</p> <p>INFERIOR: Granulitos (rochas da crosta superior afectadas por elevado grau de metamorfismo).</p>



A abundância dos elementos no planeta Terra e a crustal são distintas (tabela 2-6), devido à diferente distribuição dos elementos no planeta adquirida durante a sua diferenciação interna.

Tabela 2-6 Abundância relativa (em percentagem) dos elementos presentes na Terra comparativamente com os mais representativos da crosta, por ordem decrescente (adaptado de: Mason & Moore, 1982; Andrews et al., 1996; Faure, 1998)

Elementos mais abundantes na Terra	Elementos mais abundantes na crosta
Fe	O
O	Si
Si	Al
Mg	Fe
Ni	Ca
S	Mg
Ca	Na
Al	K
Na	Ti
Cr	Outros
Mn	
Co	
P	
K	

No manto predominam elementos como o Fe, Mg, Si e O que se combinam para formarem silicatos e óxidos. Apesar de apresentar alguma heterogeneidade, a sua composição é essencialmente peridotítica (rocha ígnea rica em minerais ferromagnesianos, essencialmente olivina). Até cerca de 100 km de profundidade os peridotitos encontram-se no estado sólido; entre

os 100 e 250 km, encontram-se muito próximos do ponto de fusão. Para profundidades compreendidas entre os 250 km e os 1000 km o manto tem novamente comportamento rígido. O manto inferior estende-se entre os 1000 km e os 2900 km de profundidade e aparenta ser homogéneo, muito rígido e denso, cerca de $3,3 \text{ g/cm}^3$ (Mason & Moore, 1982; Andrews et al., 1996; Zeilik & Gregory, 1998).

Pensa-se que o núcleo é essencialmente composto por Fe e Ni, contendo ainda outros elementos como o Co (cobalto), Cr (crómio) e Mn (manganésio). A descontinuidade de Gutenberg, a 2900 km, marca o limite entre o manto e o núcleo externo. O limite entre o núcleo externo e o interno, a 5000 km, é identificado pela descontinuidade de Wiechert/Lehmann (Mason & Moore, 1982 e Zeilik & Gregory, 1998). A densidade do núcleo está compreendida ente 10 e 12 g/cm^3 . O manto juntamente com o núcleo perfaz cerca de 99 % da massa da Terra, correspondendo 32,4 % ao núcleo (Zeilik & Gregory, 1998). A presença do campo magnético terrestre, associado ao comportamento das ondas sísmicas indica que o núcleo externo tem um comportamento líquido e o núcleo interno um comportamento sólido (Albarède, 2003).

Dados que permitem o conhecimento da estrutura interna da Terra

Na opinião de Mason & Moore (1982) o conhecimento do interior da Terra é obviamente um problema que não pode ser resolvido directamente através da observação. As perfurações mais profundas conseguidas não ultrapassam 12 km, enquanto o estudo directo da superfície visível e a exploração de jazigos minerais fornecem apenas dados relativos à estrutura mais superficial do planeta. Uma outra forma de estudo directo diz respeito à análise de materiais expelidos para a superfície através da actividade vulcânica. Estes estudos fornecem apenas informações sobre a parte mais externa do planeta, pelo que, para a obtenção de informações acerca do interior da Terra, é necessário recorrer a métodos indirectos. São exemplos os estudos das variações da gravidade, o comportamento das ondas sísmicas, a composição dos meteoritos, entre outros (Mason & Moore, 1998).

- Meteoritos

A estrutura interna da Terra representada na figura 2-7c foi inferida com o contributo do estudo de meteoritos. Resultantes de asteróides que atingiram a superfície do planeta, tiveram origem durante a formação do Sistema Solar, tendo permanecido isolados após o período de acreção (Mason & Moore, 1998).

Os meteoritos são classificados em três grandes grupos baseados nas composições químicas e mineralógicas. Na tabela 2-7 são representadas as referidas classificações e a respectiva correspondência com a estrutura da Terra.

Tabela 2-7 Principais características dos meteoritos (Brownlow, 1979; Anderson, 1992; Wicander & Monroe, 2000).

	METEORITOS		
	Rochosos ou condritos	Metálicos ou sideritos	Metalo-rochosos ou siderólitos
Abundância relativa	93 %	6 %	Menos de 1 %
Composição	Fe, Mg, Si	Fe, Ni	(Fe, Ni) = Si
Mineralogia	Olivina, piroxenas, plagioclase, troilite	Troilite (SFe)	Plagioclase, piroxena, olivina
Observações	Podem ser divididos em três tipos diferentes.	Apresentam minerais de grandes dimensões que indicam arrefecimento lento no interior de grandes corpos como por exemplo, asteróides.	Geralmente representam fragmentos provenientes da zona localizada entre a porção silicatada e metálica de um asteróide diferenciado.
Zona da Terra a que são relacionados	Manto	Núcleo	Transição manto/núcleo

Os meteoritos rochosos podem ser divididos em três tipos (Wicander & Monroe, 2000):

- **Condritos comuns:** como o próprio nome indica são os mais comuns, constituindo cerca de 95 % dos condritos. O termo condrito refere-se à presença de côndrulos, que têm a forma esférica e são constituídos por olivina e piroxena.

- **Condritos carbonáceos:** caracterizam-se por terem carbono na sua composição, elemento fundamental para a vida. Também possuem água, enxofre e vários voláteis, incluindo grandes quantidades de gases nobres.
- **Acondritos:** são meteoritos que não apresentam côndrulos. A sua textura é mais grosseira que a dos condritos. Constituem cerca de 8 % dos meteoritos caídos na Terra.

Os meteoritos fornecem informações relativamente à origem e história do Sistema Solar. Diversos meteoritos foram datados, especialmente do tipo condritos, tendo sido obtidas idades aproximadas de 4.6 Ga (Wicander & Monroe, 2000). Tratando-se de corpos resultantes da nébula solar, a mesma idade é também apontada para a origem do Sistema Solar (tema abordado no capítulo 3). Para além disto, como muitos deles são fragmentos de asteróides diferenciados (como o caso dos sideritos), fornecem importantes pistas para o estudo da Terra, enquanto planeta diferenciado. As diferenças entre a composição dos vários grupos de meteoritos indicam ainda que a nébula solar foi sujeita a uma fraccionação química anterior à acumulação dos corpos progenitores dos meteoritos (Anderson, 1992). A importância dos meteoritos será ainda um assunto tratado nesta tese, mais adiante, relacionado com a origem da Vida.

- Sismologia

Para o conhecimento da estrutura interna da Terra, os cientistas recorrem ainda a outros estudos indirectos, como os de sismologia, baseados essencialmente no comportamento das ondas sísmicas de profundidade, primárias (P) e secundárias (S). O nome das ondas reflecte a velocidade a que se propagam. As ondas P propagam-se a maior velocidade sendo as primeiras a serem registadas pelos sismógrafos. As ondas S deslocam-se a menor velocidade sendo registadas imediatamente a seguir às ondas P. As ondas P propagam-se em meios gasosos, líquidos e sólidos, enquanto as ondas S apenas se propagam em meios sólidos (Lowrie, 1997). A figura 2-8 mostra a propagação destas ondas no interior da Terra, variando a velocidade de propagação com a profundidade.



Figura 2-8 Variação da velocidade de propagação das ondas sísmicas (S e P) com a profundidade terrestre (km). A propagação das ondas S está representada pela linha a vermelho e a propagação das ondas P está representada pela linha verde (Faure, 1998).

A velocidade das ondas P aumenta significativamente entre os 7 e 35 km de profundidade, na transição da crosta para o manto. Este aumento continua a verificar-se à medida que as ondas se propagam em profundidade, no entanto, diminui significativamente por volta dos 2900 km, quando atinge o núcleo. A velocidade de propagação destas ondas vai aumentando muito gradualmente enquanto atravessam o núcleo externo até atingirem o núcleo interno, propagando-se neste com maior velocidade do que no núcleo externo. À semelhança do que acontece com as ondas P, também a velocidade das ondas S aumenta em profundidade, contudo não se propagam quando atingem o núcleo. A diminuição da velocidade das ondas P e a ausência de propagação das ondas S no núcleo externo indica que este apresenta um comportamento líquido. Como resultado da existência no interior da Terra de meios com comportamento físico diferente, eles influenciam a propagação das ondas P e S, formando zonas de sombra, zona de sombra das ondas P e zona de sombra das ondas S. Nestas zonas as ondas P e S não se propagam e como tal não são

detectadas. É precisamente a dimensão da zona de sombra das ondas P e S (figura 2-9) que constitui uma evidência indirecta do raio do núcleo (Anderson, 1992; Lowrie, 1997).

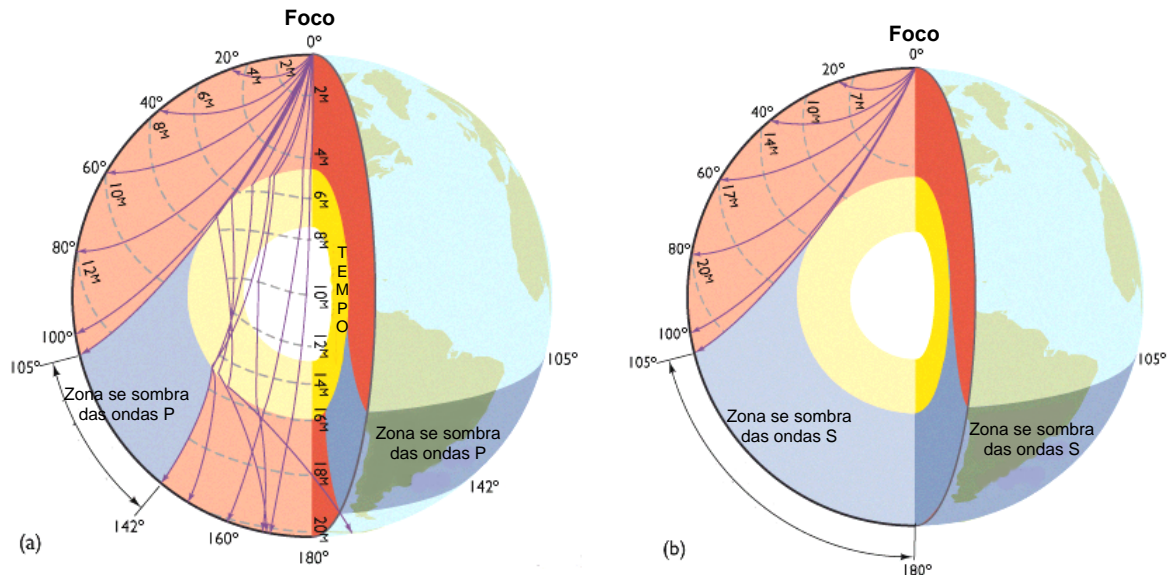


Figura 2-9 Zonas de sombra (a) ondas P; (b) das ondas S (adaptado de: Press & Raymond, 1997).

Os estudos sísmicos revelam ainda que a densidade das rochas aumenta em profundidade. A variação destas propriedades permite concluir que o manto tem comportamento semelhante ao de um sólido, composto principalmente por silicatos e óxidos de Mg e Fe. O núcleo, composto por Fe e Ni, tem o comportamento de um sólido na região interna e de um líquido na região externa (Lowrie, 1997; Faure, 1998).

Os resultados obtidos permitiram ainda uma outra divisão do interior da Terra, baseada no comportamento reológico dos materiais que a constituem: litosfera, astenosfera, mesosfera e endosfera. Apesar da crosta e parte do manto superior apresentarem densidades diferentes, estas duas camadas estão associadas formando uma camada superior designada por litosfera (Smith, 1992; Stanley, 1999). O termo litosfera é usado para denominar a porção mais externa e rígida da Terra, constituída pela crosta e parte superior do manto (Faure, 1998). Imediatamente abaixo encontra-se a astenosfera, que não representa mais do que 6 % do manto e é conhecida como a *zona de baixa velocidade* do manto (figura 2-8). Esta designação deve-se ao facto das ondas sísmicas terem a sua velocidade reduzida ao atravessar esta zona (Smith, 1992).

A zona de baixa velocidade, aproximadamente entre os 100 km e os 250 km, indica que os materiais, mais concretamente os peridotitos, se encontram muito próximos do ponto de fusão. No intervalo compreendido entre o topo inferior da astenosfera e a profundidade de 700 km o manto comporta-se novamente como um material rígido (Mason & Moore, 1982). A estrutura da Terra baseada nas propriedades físicas (reológicas) e nas propriedades químicas é resumidamente apresentada na tabela 2-8.

Tabela 2-8 Estrutura interna da Terra baseada nas propriedades químicas e nas propriedades físicas.

DESCONTINUIDADE	PROFUNDIDADE	PROPRIEDADES QUÍMICAS	COMPOSIÇÃO	NÍVEIS ESTRUTURAIS	PROPRIEDADES FÍSICAS	PROFUNDIDADE
MOHOROVICIC	0 – 35/40 km	Crusta continental	Granítica	LITOSFERA	Rígida	0 – 100 km
		Crusta oceânica	Basáltica			
GUTENBERG	35/40 – 2900 km	Manto superior	Peridotítico	ASTENOSFERA	Menos rígida	100 – 350 km
		Manto inferior	Peridotítico	MESOSFERA	Rígida	100 – 2900 km
WIECHERT-LEHMANN	2900 - 5140 km	Núcleo externo	Fe e Ni	ENDOSFERA	Fluida	2900 - 5140 km
	5140 – 6357 km	Núcleo interno	Fe e Ni		Muito rígida	5140 – 6357 km

2.4 Dinâmica actual da Terra

A ideia de que os continentes não eram estáticos (imóveis) já havia sido proposta no início do século XX por Alfred Wegener (1880-1930), um meteorologista alemão. Na Teoria da Deriva Continental proposta por Wegener, este admitia que os continentes resultaram da fracturação de um supercontinente ao qual deu o nome de Pangeia. Os continentes formados dessa fracturação afastaram-se e reorganizaram-se ao longo da história da Terra até atingirem as posições actuais (Gohau, 1987; Cooper, 1990).

Apesar das evidências usadas por Wegener para comprovar a sua teoria, muitas situações permaneciam inexplicáveis. Por este motivo a teoria foi recebida com grandes reservas (Gohau, 1987).

Estudos posteriores dos fundos oceânicos, e principalmente estudos de paleomagnetismo terrestre das rochas do fundo oceânico provocaram o reacendimento do interesse pela Teoria da Deriva Continental. Em 1950, é proposto um modelo para explicar as várias evidências da deriva dos continentes e expansão dos fundos oceânicos, a Teoria da Tectónica de Placas.

De acordo com os defensores da nova teoria, a litosfera rígida que cobre a superfície terrestre encontra-se dividida em várias placas litosféricas (figura 2-10), cujo movimento inter-placas se deve à mobilidade da astenosfera (Albarède, 2003). Todos estes processos provocam alterações profundas, essencialmente na zona que melhor conhecemos, a crosta terrestre. Na opinião de Albarède (2003), a tectónica de placas é uma teoria poderosa que unifica a expressão geológica da geodinâmica da crosta e do manto superior. Existem evidências de placas litosféricas e movimentos tectónicos praticamente desde o início da Terra, sendo importante o conhecimento do modo como estas se movimentam e interagem entre si na evolução da geosfera enquanto suporte para a Vida.

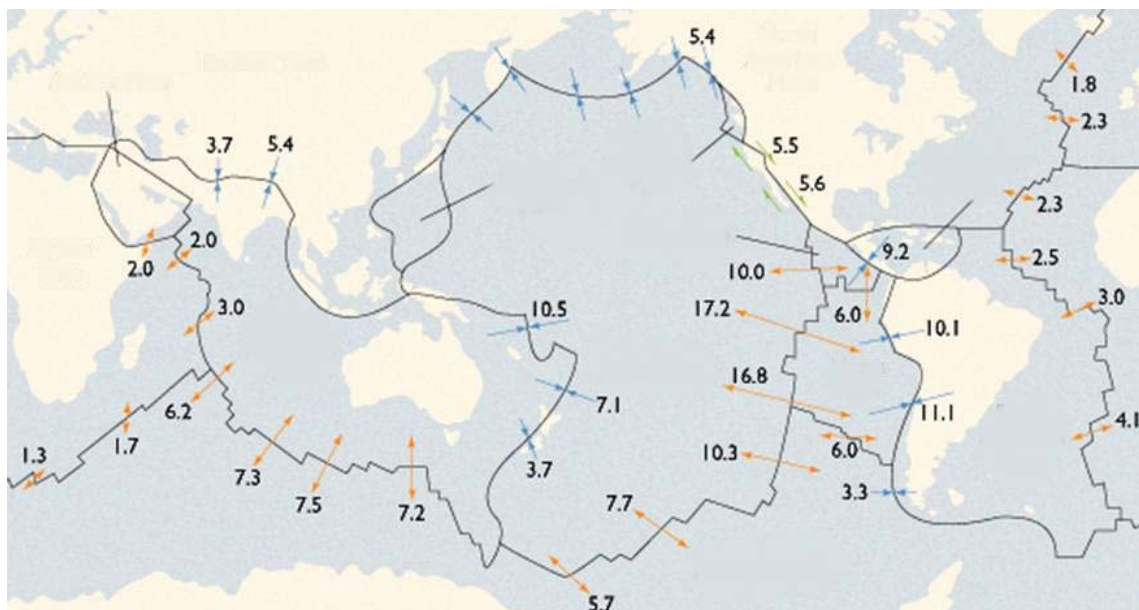


Figura 2-10 Superfície da litosfera actual fragmentada em placas litosféricas. Nos limites de placa estão indicados por números a velocidade absoluta em cm/ano e por setas o sentido do movimento inter-placas. Setas divergentes a laranja nos limites com movimento divergente; setas azuis convergentes nos limites convergentes e setas a verde nos limites transformantes (Press & Siever, 1997).

Actualmente com recurso aos equipamentos de leitura e monitorização por satélite, reconhece-se que o movimento inter-placas varia, nos limites das placas (figura 2-10), quer na velocidade quer no sentido, sendo este resultante de forças tectónicas de compressão (nos limites convergentes), distensão (nos limites divergentes) e de deslizamento (nos limites transformantes).

Os registos sísmicos e de actividade vulcânica mostram que a sua distribuição geográfica no planeta marca os limites das placas litosféricas, na maioria dos casos, as quais parecem encaixar-se como se de um puzzle se tratasse (figura 2-11).



Figura 2-11 Distribuição da sismicidade nas placas litosféricas (Lindeberg, 2001).

Comparando as figuras 2-10 e 2-11 verifica-se que a densidade da distribuição dos sismos e a sua localização nos limites das placas litosféricas é variável, sendo interpretado como existência de vários tipos de limites de placas (Weyman, 1981; Albarède, 2003)

Os processos tectónicos têm efeitos distintos nas placas tectónicas, existindo dois grandes domínios: as margens de placas ou domínios inter-placa; os domínios intra-placa. Estes serão os assuntos que resumidamente se descrevem a seguir.

2.4.1 Domínios inter-placa

Existem três tipos de limites de placas nas quais ocorre actividade vulcânica e génese de estruturas morfológicas distintas (tabela 2-9), função da composição das placas em contacto (Summerfield, 1991).

Tabela 2-9 Tipos de limites de placas, estruturas e vulcanismo associados (adaptado de: Summerfield, 1991).

Tipos de limites de placas		Características morfológicas e estruturas	Exemplos de estruturas	Vulcanismo
DIVERGENTE	OCÉANICA – OCÉANICA	Rifte oceânico	Crista médio-atlântica	Basáltico
	CONTINENTAL – CONTINENTAL	Vale de rifte	Grande rifte africano	Basáltico e riolítico
CONVERGENTE	OCÉANICA – OCÉANICA	Ilhas vulcânicas, fossa oceânica	Ilhas Aleútas, Fossa das Marianas	Andesítico
	OCÉANICA – CONTINENTAL	Fossa oceânica, arco vulcânico, cordilheira montanhosa	Fossa Peru-Chile, Cordilheira dos Andes	Andesítico
	CONTINENTAL – CONTINENTAL	Cordilheiras montanhosas	Cordilheira dos Himalaia	Raro
TRANSFORMANTE		Falha	Falha de Santo André	Raro

Limites divergentes

Neste tipo de limites ocorre formação de nova crosta oceânica entre placas litosféricas, a partir de magma mantélico que atinge a superfície. Trata-se de um magma basáltico que ao consolidar os minerais orientam-se segundo o campo magnético terrestre, permitindo assim posteriormente leituras da intensidade e orientação do campo magnético terrestre dessa altura. A sismicidade é frequente localizando-se os focos sísmicos a pouca profundidade.

Eventos como este também ocorreram durante os primeiros ciclos tectónicos. Quando há ascensão do magma sob um continente a crosta é fracturada originando vales de rifte (figura 2-12). Se o processo de rifting continental continuar há formação de crosta oceânica (figura 2-12).

O caso esquematizado na figura 2-12 refere-se apenas ao processo de rifting activo. Contudo, esta não é a única possibilidade. O rifting pode também ser passivo. Neste caso tem início devido a forças extensivas, que adelgaçam a litosfera, o que permite a subsequente ascensão de magma mantélico. A principal diferença entre os dois tipos de rifting reside no papel do vulcanismo e na sua manifestação na etapa de rifting. O rifting passivo tem início com o adelgaçamento da litosfera por forças extensivas, produzindo a sua fracturação, por onde ascende facilmente o

magma. Assim, no rifting passivo a actividade vulcânica ocorre numa etapa posterior à fracturação litosférica. Pelo contrário no rifting activo é a anomalia térmica associada à ascensão do magma sob o continente que provoca a elevação crustal e actividade vulcânica na fase inicial do rifting (Summerfield, 1991).

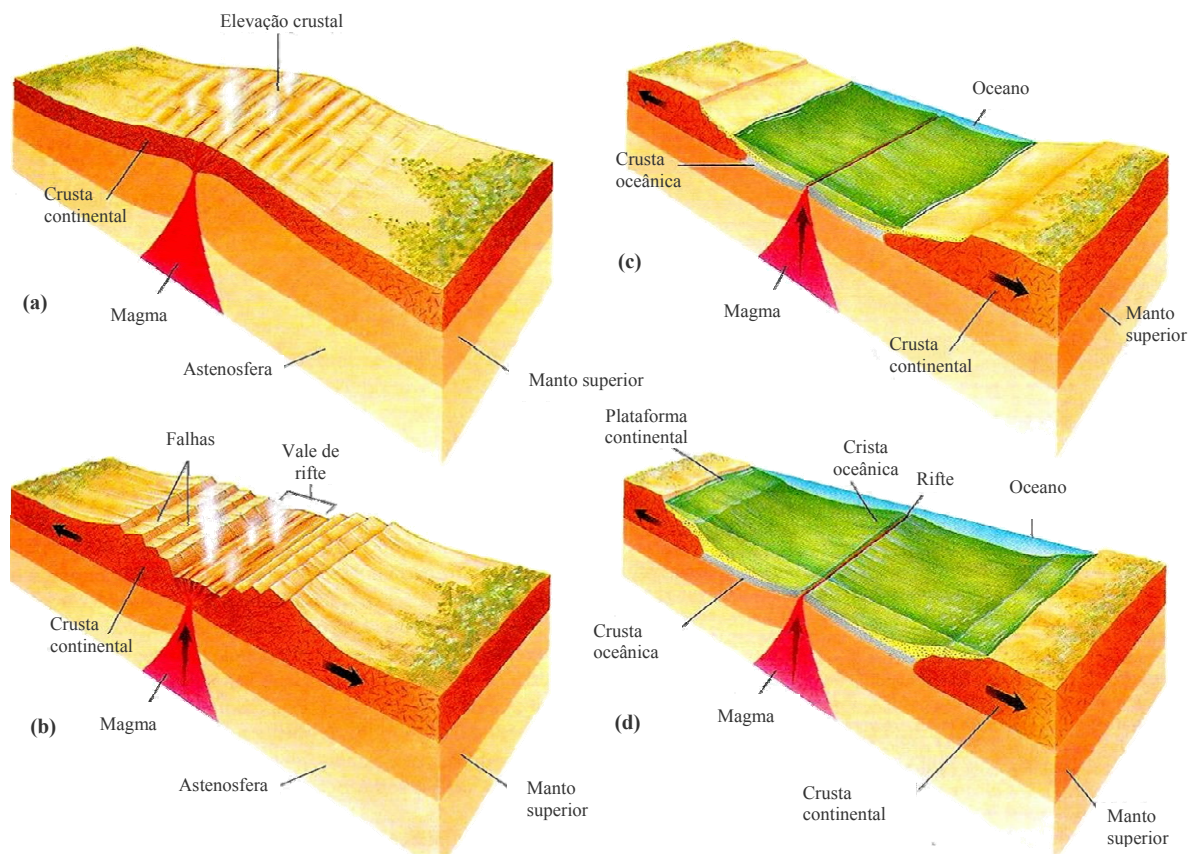


Figura 2-12 Soerguimento e fracturação continental provocada pela ascensão magmática (a e b). Nesta fase a fracturação do continente inicial origina limites de placas do tipo divergente, sendo a natureza das placas continental – continental, criando um vale de rifte. Com a formação de crusta oceânica (c) a natureza das placas dos limites divergentes muda para oceânica – oceânica, e se esta situação continuar instala-se uma zona de rifte oceânico (d). Esta evolução representa o rifting continental segundo o modelo de rifting activo (adaptado de: Wicander & Monroe, 2000).

Limites convergentes

Os limites convergentes são zonas onde ocorre deformação, sismicidade, magmatismo (plutonismo e vulcanismo) e metamorfismo.

Na colisão entre duas placas litosféricas uma delas mergulha sob a menos densa, em direcção à astenosfera sendo incorporada no manto, num processo chamado de subducção. Por isso, neste tipo de limites a sismicidade é elevada e a distribuição segue um padrão muito característico. Os sismos ocorrem numa faixa paralela à fossa oceânica, tendo origem nas placas em contacto na zona de subducção. Os focos sísmicos distribuem-se a profundidades distintas, desde a superfície até à profundidade de 700 km, aumentando a profundidade dos mesmos em direcção ao interior da placa subductada (Summerfield, 1991).

Coincidente com a subducção é formada na superfície topográfica uma depressão do tipo sulco profundo, a fossa oceânica, cujo enchimento é principalmente sedimentar.

Neste tipo de limites ocorre não só destruição e reciclagem da crosta antiga como também acreção de sedimentos e de rochas magmáticas, por magmatismo mantélico que se instala na crosta (Summerfield, 1991).

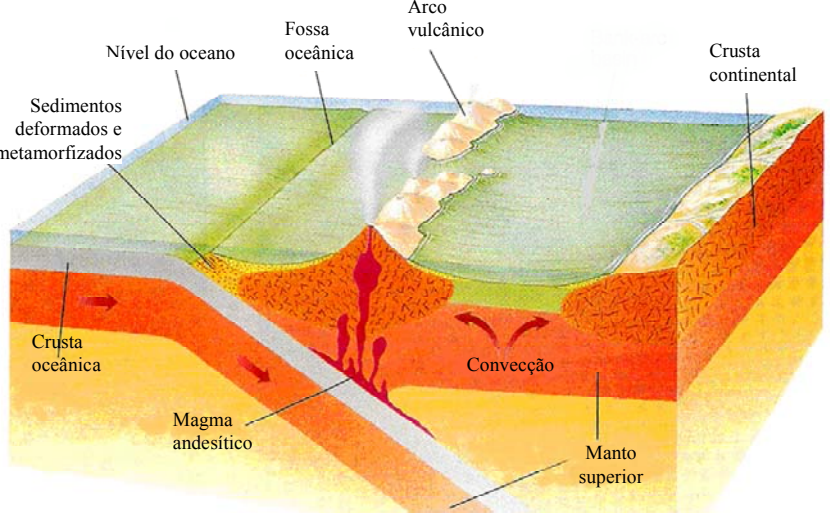
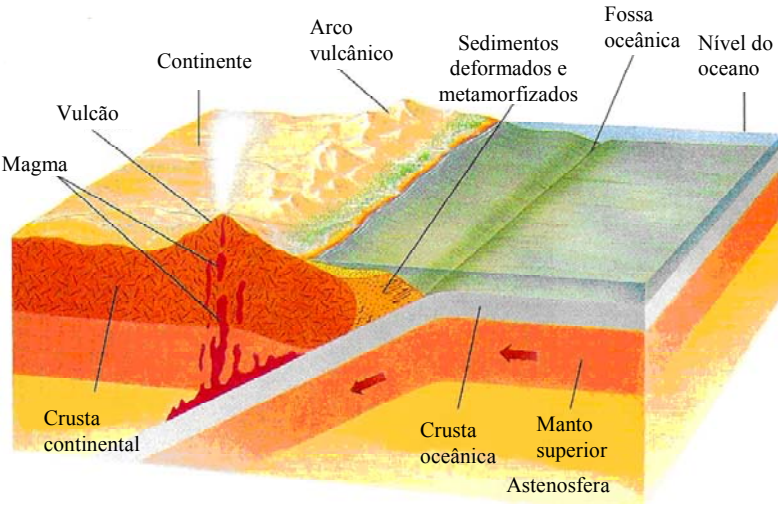
A natureza composicional, a geometria da própria margem de placa, a orientação e velocidade relativas da convergência das placas litosféricas, condicionam a intensidade e o tipo de processos geológicos dominantes, estruturas e morfologia formadas.

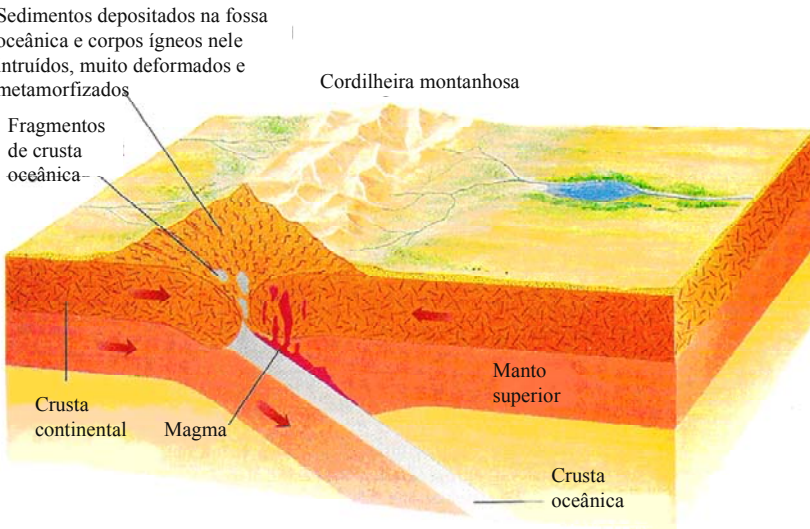
Existem três tipos de limites convergentes função da composição das placas em contacto:

- a)** oceânica — oceânica;
- b)** oceânica — continental;
- c)** continental — continental.

Apresenta-se na tabela 2-10 uma descrição sumária dos principais processos e estruturas geológicas, acompanhada por ilustrações simplificadas da morfologia terrestre resultante em cada um dos limites convergentes, função do tipo de placas em contacto.

Tabela 2-10 Processos, estruturas e morfologia terrestre em limites convergentes, função da composição das placas litosféricas em contacto (adaptado de: Weyman, 1981; Summerfield, 1991; Stanley, 1999; Wicander & Monroe, 2000).

Tipo de placas litosféricas	Representação esquemática	Descrição sumária
Oceânica – Oceânica	 <p>Diagrama esquemático de uma convergência oceânica-oceânica. A placa oceânica subductada mergulha sob a placa oceânica superior, criando uma fossa oceânica e um arco vulcânico. O magma andesítico sobe através da placa superior. A convecção é mostrada no manto superior. Sedimentos deformados e metamorfizados estão presentes na placa superior.</p>	<p>A placa oceânica que subductada funde parcialmente, gerando-se um magma de composição andesítica. Este sendo um magma menos denso que as rochas crustais, tende a ascender na placa que não sofreu subducção. Na superfície o vulcanismo manifesta-se em vários locais, formando um cordão de ilhas, segundo um alinhamento paralelo à fossa oceânica, designado por arco vulcânico.</p>
Oceânica – Continental	 <p>Diagrama esquemático de uma convergência oceânica-continental. A placa oceânica subductada mergulha sob a placa continental, criando uma fossa oceânica e um arco vulcânico. O magma sobe através da placa continental, criando vulcões. Sedimentos deformados e metamorfizados estão presentes na placa continental. A convecção é mostrada no manto superior.</p>	<p>Neste tipo de margens de placa a oceânica, mais densa, é subductada sob a placa continental. A placa oceânica mergulha até à astenosfera, funde parcialmente, gerando magma. Este ascende e intrui na placa continental originando rochas magmáticas, plutónicas e/ou vulcânicas. Este magmatismo espessa e aumenta o volume da crusta continental.</p>

<p>Continental – Continental</p>	 <p>Sedimentos depositados na fossa oceânica e corpos ígneos nele intruídos, muito deformados e metamorfizados</p> <p>Cordilheira montanhosa</p> <p>Fragmentos de crosta oceânica</p> <p>Crusta continental</p> <p>Magma</p> <p>Manto superior</p> <p>Crusta oceânica</p>	<p>Ocorre pela aproximação entre continentes, inicialmente separados por crosta oceânica que foi entretanto subductada. Como a litosfera continental (crosta continental e manto superior) é menos densa que a oceânica, não mergulha na astenosfera. Como tal, quando ocorre colisão há formação de cordilheiras montanhosas constituídas por rochas sedimentares (provenientes da acumulação na fossa oceânica e plataformas continentais) deformadas, intrusões ígneas, rochas metamórficas e fragmentos de crosta oceânica.</p>
----------------------------------	---	---

Limites transformantes

Neste tipo de limites o movimento das placas litosféricas entre si é de deslizamento horizontal (figura 2-13). Apesar dos limites transformantes existirem preferencialmente na crosta oceânica, estes por vezes estendem-se até aos continentes. São zonas caracterizadas por frequente actividade sísmica com focos superficiais (Summerfield, 1991).

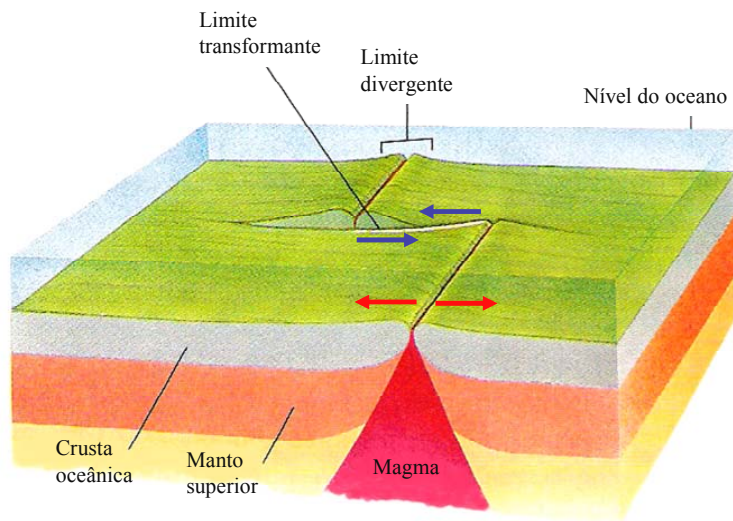


Figura 2-13 Ilustração de margens de placas litosféricas com limite do tipo transformante, a azul e do tipo divergente, a vermelho (adaptado de: Wicander & Monroe, 2000).

Verifica-se que neste tipo de margens de placa, limites convergentes, o fluxo geotérmico é variável. Os locais da Terra com maior fluxo geotérmico (figura 2-14) correspondem a zonas de rifte e de arco vulcânico, enquanto as zonas mais profundas das fossas oceânicas apresentam os valores mais baixos. Na maioria dos casos os valores elevados de fluxo geotérmico coincidem com locais de vulcanismo activo.

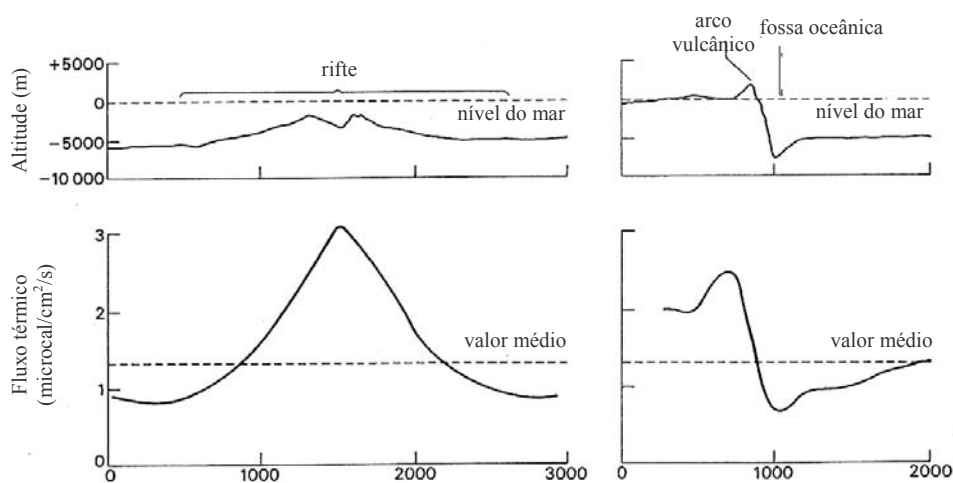


Figura 2-14 Variações do fluxo geotérmico nas zonas de rifte, arco vulcânico e fossa oceânica (adaptado de: Weyman, 1981).

2.4.2 Domínios intra-placa

Durante muito tempo questionou-se a origem da actividade tectónica do interior das placas litosféricas bem como a ocorrência de vulcões para além dos limites das placas. Um exemplo frequentemente referido é a Placa Pacífica, placa litosférica sob o oceano Pacífico. As margens da placa são marcadas por diversas ilhas, mas estas também ocorrem no interior e, na maioria dos casos, formam grupos alinhados (Weyman, 1981).

O arquipélago de ilhas Hawai constitui um bom exemplo de vulcanismo intra-placa (figura 2-15). São ilhas predominantemente constituídas por rochas basálticas em que apenas a ilha Hawai apresenta actividade vulcânica. Análises geocronológicas das lavas indicam que as ilhas mais antigas estão mais próximas da zona de fossa oceânica, o que sugere que a placa se moveu ao longo do tempo (Stanley, 1999).

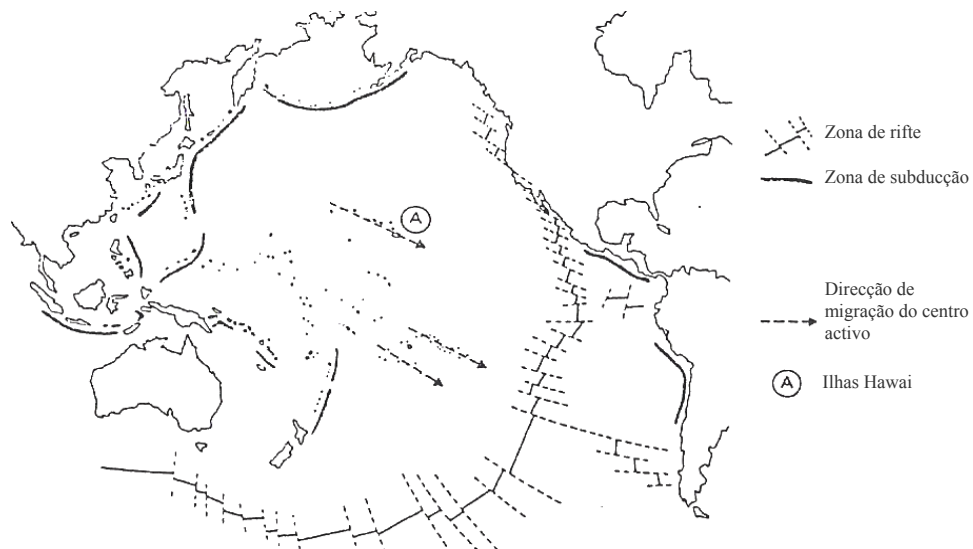


Figura 2-15 Placa Pacífica com indicação dos tipos de limites nas suas margens (adaptado de: de Weyman, 1981).

Na opinião de Weyman (1981) se existirem condições (variação do gradiente geotérmico) que permitam a ascensão do magma, este cria tensões na placa que levam à formação de um domo. Se a alimentação continuar, a dada altura atinge-se o limite de plasticidade dos materiais, que resultará na fracturação dos mesmos. Na realidade não se trata de uma única fractura (figura 2-16), mas sim de três fracturas radiais que divergem a partir de um único ponto (ponto triplo)

através do qual o magma pode ascender à superfície. Com base em dados geoquímicos e isotópicos, as rochas que constituem estas ilhas (menos ácidas do que as formadas nas zonas de rifte) sugerem uma fonte mantélica profunda (interface manto/núcleo) para a origem do magma, diferente da que é proposta para os basaltos formados nas zonas de rifte (Weyman, 1981; Summerfield, 1991).

Segundo o modelo *hot spot* (ponto quente), a ilha mais próxima da zona de fossa já esteve localizada sobre o *hot spot* fixo e, como consequência do movimento da placa Pacífica, formaram-se outras ilhas no local da placa que se encontrava sobre o *hot spot*. A ilha do Hawai situa-se actualmente sobre o local onde o magma ascende, daí que seja a mais recente e apresente actividade vulcânica (Weyman, 1981).

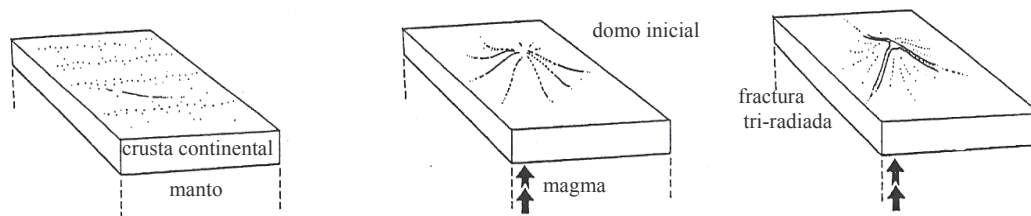


Figura 2-16 Representação da fractura radial da crosta provocada por um *hot spot* (adaptado de: Weyman, 1981).

O modelo da Tectónica das Placas veio dar resposta à ocorrência do vulcanismo intra-placa, contribuindo ainda para explicar a formação de cadeias montanhosas e o processo de diferenciação do manto/crosta.

2.4.3 Mecanismo responsável pela deslocação das placas litosféricas

Tal como afirma Albarède (2003) a tectónica de placas não é um mecanismo separado da convecção do manto, é meramente a sua expressão à superfície. A convecção é um movimento generalizado do manto, ou apenas da astenosfera, mantido por inversões de densidade (material denso sobre material leve). Estas inversões da densidade são provocadas por contrastes térmicos no interior da Terra. O material que está mais quente, mesmo no estado sólido, ascende desde que

o gradiente geotérmico seja elevado, enquanto que o material frio desce, gerando-se correntes de convecção (Albarède, 2003).

Actualmente, a maioria dos cientistas admite a existência de correntes de convecção responsáveis pela movimentação das placas, porém, a forma como se processa não está totalmente esclarecida. O modo como a convecção se realiza não reúne consenso (figura 2-17), existindo vários modelos propostos (Summerfield, 1991).

Num dos modelos (figura 2-17a) as células de convecção térmica restringem-se à astenosfera, atingindo uma profundidade máxima de 300 km. Contudo, algumas investigações sugerem que muito possivelmente o limite inferior da convecção são os 700 km (figura 2-17b).

No modelo representado na figura 2-17c a totalidade do manto está envolvida na convecção. Em ambos os modelos as zonas de rifte localizam-se em regiões onde as correntes de convecção ascendem (elevado gradiente geotérmico) e as zonas de subducção localizam-se em regiões onde as placas litosféricas (oceânicas) mergulham, em direcção ao interior do planeta (baixo gradiente geotérmico). O material quente do manto é libertado nas zonas de rifte, enquanto que placas litosféricas frias e mais densas são introduzidas no manto por subducção (Weyman, 1981; Summerfield, 1991; Wicander & Monroe, 2000; Albarède, 2003).

No entanto, os referidos modelos apresentam algumas limitações. O primeiro e o segundo não dão resposta à origem da fonte de calor e à razão pela qual as células de convecção estão restritas à astenosfera. No segundo modelo o calor é proveniente do núcleo externo contudo, não explica de que forma é transferido para o manto. Esta transferência poderá ocorrer por condução, um processo bastante mais lento que a convecção (Wicander & Monroe, 2000).

O modelo de correntes de convecção em todo o manto, com células de diâmetro vertical e horizontal similar, ganhou suporte com os resultados relativos à viscosidade do manto sob a astenosfera. Contudo, o facto de algumas placas litosféricas serem muito grandes, com milhares de quilómetros de comprimento, constitui um argumento contra esta ideia, pois seriam necessárias células com as mesmas dimensões horizontal e verticalmente (Summerfield, 1991).

Alguns autores defendem que o fluxo verificado na astenosfera é uma consequência do movimento das placas. Este movimento pode ser causado por três mecanismos diferentes: libertação de lava, deslocamento por acção de gravidade e afundamento da placa litosférica de maior densidade (Summerfield, 1991).

A libertação de lava ao longo das cristas médio-oceânicas (figura 2-17d) pode contribuir para o afastamento de placas litosféricas adjacentes. Nas zonas de subducção a placa fria mais

densa mergulha por acção de força da gravidade (figura 2-17e) arrastando consigo o resto da placa (figura 2-17f).

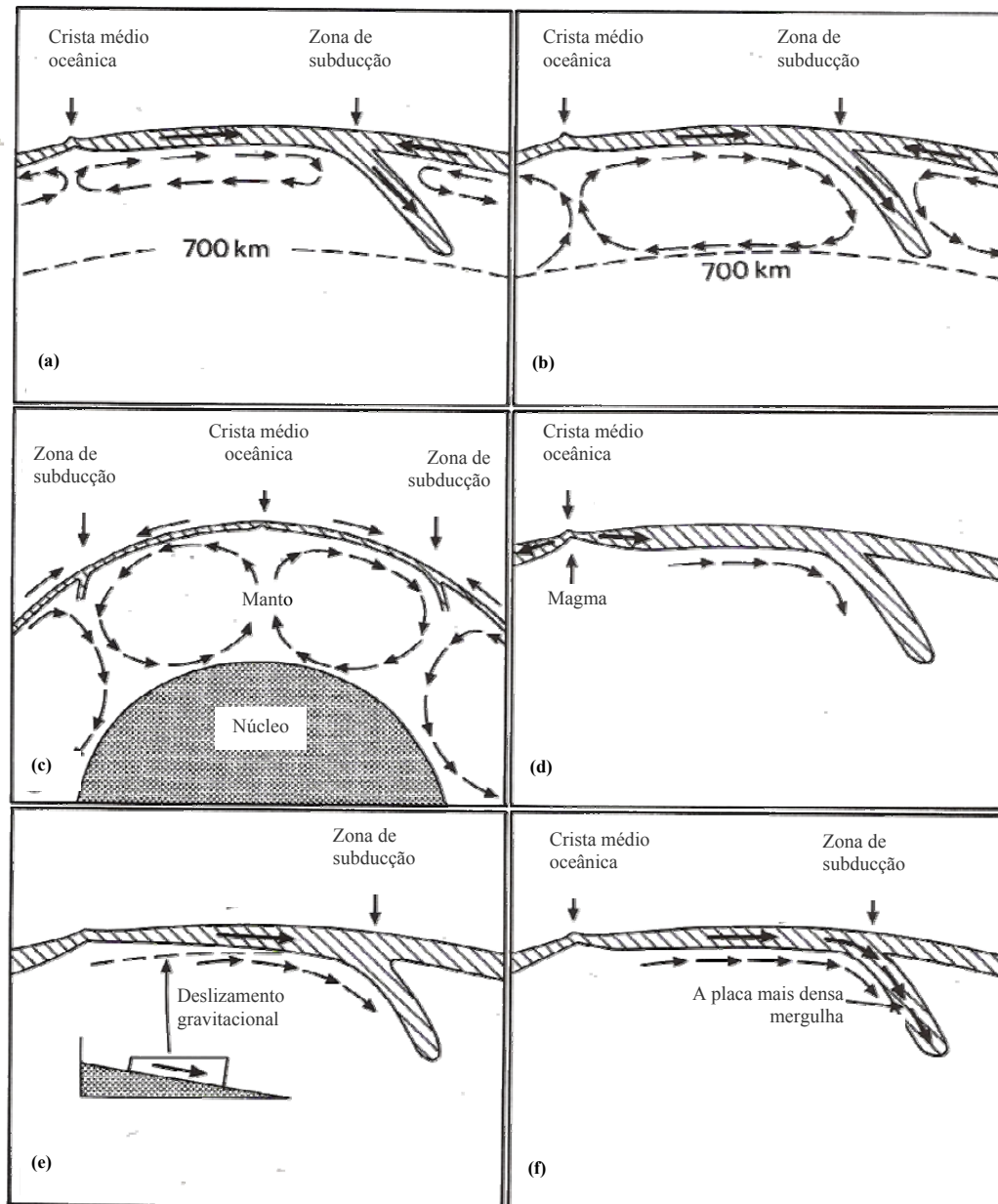


Figura 2-17 Modelos de correntes de convecção: (a) células de convecção na astenosfera, até 300 km; (b) células de convecção até 700 km; (c) células de convecção em todo o manto; (d) afastamento das placas adjacentes à ascensão magmática e solidificação da lava; (e, f) subducção por acção da gravidade da placa mais densa, arrastando consigo o resto da placa (Summerfield, 1991).

Camada D''

As recentes evidências geofísicas da presença de convecção em todo o manto e a composição das plumas mantélicas mais profundas levou alguns investigadores a admitirem a existência de uma camada localizada entre o manto e o núcleo, a camada D'' (figura 2-18). Tolstikhin & Hofmann (2005) consideram que foi formada cedo na história da Terra, por subducção de uma protocrusta basáltica associada a rególito com composição semelhante a condritos e gases semelhantes aos existentes nos ventos solares. É precisamente desta camada que provêm os gases, semelhantes aos presentes no Sol, e outros elementos químicos menos abundantes na Terra libertados pelas plumas mantélicas (Tolstikhin & Hofmann, 2005).

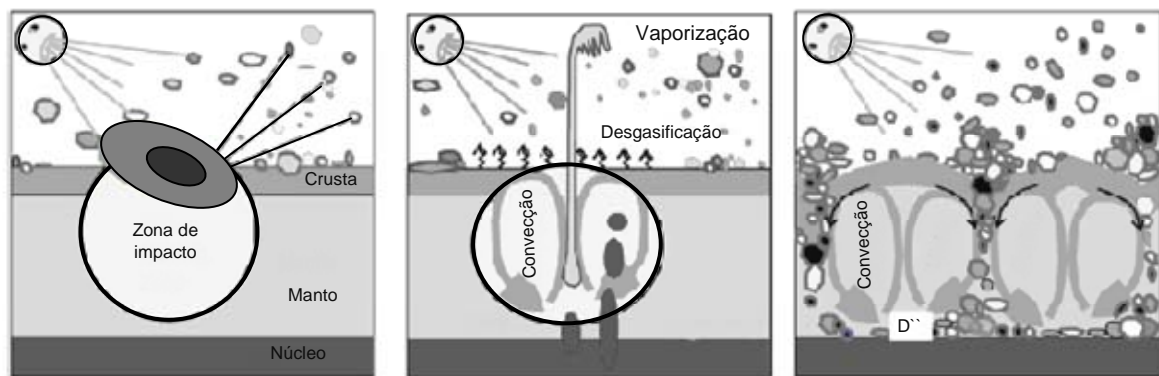


Figura 2-18 Possível mecanismo de formação da camada D'', por impacto de um meteorito de elevadas dimensões, que gerou convecção, responsável pela transferência de material da superfície para a interface manto/núcleo (adaptado de: Tolstikhin & Hofmann, 2005).

Pensa-se que nos estádios finais de acreção do planeta a Terra sofreu a colisão de um corpo de dimensões semelhantes a Marte, que levou à formação da Lua. A idade deste impacto foi determinada pelo método de datação ^{182}Hf - ^{182}W , apontando para 30 Ma após a formação do Sistema Solar. Este impacto de grande dimensão foi responsável pela libertação de uma elevada quantidade de energia, o que levou à formação de uma zona com elevada temperatura. Nesta zona, entre outros fenómenos, ocorreu fusão e vaporização parcial da crosta e do manto e uma forte convecção da totalidade do manto. Pensa-se que os movimentos de convecção foram os responsáveis pelo “transporte” de material da superfície da Terra para a interface manto/núcleo, formando-se a camada D'' (Tolstikhin & Hofmann, 2005).

2.5 Origem da Atmosfera e da Hidrosfera

A litosfera, enquanto camada rígida mais superficial do planeta, alberga importantes reservatórios naturais: parte da atmosfera, a hidrosfera e a biosfera (Faure, 1998). Contudo, estes reservatórios nem sempre foram como os conhecemos hoje.

Como já havia sido referido, foi durante os primeiros momentos da história da Terra que esta se transformou num planeta química e mineralogicamente diferenciado. A formação da atmosfera e dos oceanos está fortemente relacionada com a diferenciação da Terra (Weyman, 1981).

2.5.1 Origem da Atmosfera

O momento exacto em que a atmosfera começou a desenvolver-se é difícil de determinar. Admite-se, contudo, que não era igual à que conhecemos actualmente. Pensa-se que a atmosfera primitiva era densa, quente, redutora e ácida, composta essencialmente por dióxido de carbono (CO_2), monóxido de carbono (CO), água (H_2O), hélio (He), metano (CH_4), amónia (NH_3), sulfureto de hidrogénio (H_2S), hidrogénio (H_2) e azoto (N_2). Esta composição é baseada nos fenómenos que possivelmente lhe deram origem. A atmosfera foi originada a partir de gases remanescentes da nébula solar (H e He), vulcanismo (principalmente H_2O , CO_2 , SO_2 , S , H , CO , HCl , N) e material resultante do impacto de cometas e outros corpos celestes (Kasting, 1993; McClendon, 1999; Stanley, 1999; Halliday, 2001; Marty & Dauphas, 2002; Burdige, 2006).

Os planetesimais que fundiram formando a Terra eram demasiado pequenos para que a sua gravidade mantivesse gases ao seu redor para formar a atmosfera, o que leva a supor que a Terra, não a adquiriu a partir destes corpos (Francis, 1992; Taylor, 1992; Lewis, 1997; Zeilik & Gregory, 1998).

A gravidade da Terra foi insuficiente para reter gases com baixo peso molecular, como o hidrogénio (H) e o hélio (He) que escaparam para o espaço. A ausência de campo magnético, dado que o núcleo ainda não se tinha diferenciado, permitiu que os ventos solares (iões de proveniência solar), tivessem varrido outros elementos. A partir do momento em que o campo magnético estabilizou, os gases provenientes do interior da Terra, através de processos de desgasificação

associados ao vulcanismo, começaram a acumular-se, formando a atmosfera terrestre (McClendon, 1999).

Os próprios bombardeamentos por meteoritos a que a Terra esteve sujeita foram responsáveis pela remoção de gases da atmosfera, sendo o impacto de um asteróide suficiente para ejectar para o espaço parte da atmosfera (Marty & Dauphas, 2002).

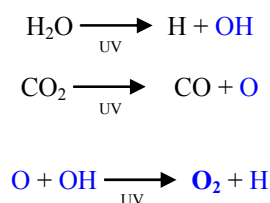
O processo de desgaseificação acontece ainda hoje através das emissões vulcânicas. No entanto, o escape de gases para a superfície foi mais fácil no início da diferenciação da Terra, quando o planeta apresentava um comportamento líquido na sua superfície, com intenso vulcanismo (Francis, 1992; Taylor, 1992; Lewis, 1997; Zeilik & Gregory, 1998). É precisamente a composição química dos gases libertados pelos vulcões modernos que indica a constituição da atmosfera inicial (Stanley, 1999; Halliday, 2001). Estudos mais recentes relativos à composição de cometas e meteoritos confirmam também a origem exógena de alguns gases constituintes da atmosfera, tais como o vapor de água (Marty & Dauphas, 2002).

Na atmosfera inicial também deve ter existido amónia (NH_3) e metano (CH_4), gases resultantes da combinação dos gases vulcânicos com constituintes atmosféricos (Wicander & Monroe, 2000).

A atmosfera era pobre em oxigénio (O_2) e, de acordo com algumas evidências, pensa-se que permaneceu assim durante algum tempo. Na África do Sul, nos depósitos sedimentares de Witwatersrand, são encontrados sedimentos/clastos de FeS_2 (pirite) e UO_2 (uraninite), minerais que caso existisse oxigénio livre teriam oxidado rapidamente. Numa atmosfera levemente oxidante o óxido de urânio estável é UO_3 , sendo necessário somente 1 % do O_2 actual para a oxidação da uraninite (Wicander & Monroe, 2000). As evidências de Fe oxidado remontam para um período mais tardio na história da Terra, entre 2.0 e 2.5 Ga.

O enriquecimento em oxigénio deveu-se a dois processos:

♦ Fotodissociação química da água - inicialmente o enriquecimento em O_2 deveu-se à fotodissociação do vapor de água pela radiação ultravioleta (UV) e posterior reacção com outros gases atmosféricos com formação de O_2 , de acordo com a fórmula seguinte:



♦ Fotossíntese – Processo biológico, mais tardio na história da Terra, em que se verifica a incorporação de CO_2 para a produção de compostos orgânicos, com libertação de O_2 (Skinner & Porter, 2003; Raven & Johnson, 2004).

Na tabela 2-11 listam-se os gases referentes à composição da atmosfera da Terra primitiva, por ordem decrescente de abundância relativa.

Tabela 2-11 Composição da atmosfera primitiva e da atmosfera actual, por ordem decrescente de abundância (Wicander & Monroe, 2000).

<i>Atmosfera primitiva</i>	CO_2 , CO, H_2O , He, CH_4 , NH_3
<i>Atmosfera actual</i>	N_2 , O_2 , Ar, Ne, H_2O , CO_2 , O_3

A actividade tectónica da Terra teve também um papel na composição da atmosfera, permitindo a troca de elementos voláteis (H_2O , H, C, N, CO_2 , outros gases) entre a superfície do planeta e o manto. Aqueles não foram libertados só para a crosta e para a atmosfera, mas também para os oceanos (Marty & Dauphas, 2002).

2.5.2 Origem da Hidrosfera

No que se refere à origem da hidrosfera, em particular dos oceanos, é aceite que se formaram a partir de vapor de água resultante de processos vulcânicos. O vapor de água libertado arrefeceu e condensou, voltou a evaporar e assim sucessivamente. Este ciclo ocorreu possivelmente em simultâneo com o processo de diferenciação interno da Terra, período em que a temperatura do planeta era bastante elevada, decorrentes do vulcanismo e impactos meteoríticos (Taylor, 1992; McClendon, 1999).

Inicialmente a água esteve quimicamente ligada a minerais como as micas ricas em potássio e alumínio, como por exemplo a moscovite ($\text{KAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$). Com a fusão parcial, a água

foi libertada e transportada pela lava até à superfície, sendo aí libertada sob a forma de vapor de água (Cooper, 1990).

Mais recentemente, tem sido admitida uma origem exógena para os oceanos. Nesta hipótese os portadores da água foram os cometas, que são corpos constituídos essencialmente por gelo e poeiras cósmicas. A fusão dos gelos e o choque dos cometas com a Terra contribuiu para a existência de água à superfície do planeta (Cooper, 1990; Stanley, 1999).

Actualmente aceita-se que os cometas devem ter sido um dos principais responsáveis pela água existente na Terra juntamente com o processo de desgasificação do próprio planeta (Cooper, 1990; Stanley, 1999). Também o hidrotermalismo vulcânico, processo que ainda ocorre actualmente nas nascentes termais, pode ter sido uma fonte de água para os oceanos (Taylor, 1992; Wicander & Monroe, 2000; Burdige, 2006). Por todas estas razões é frequente afirmar-se que a água dos oceanos tem várias origens (Burdige, 2006).

De salientar que a formação de oceanos só foi possível devido à distância ideal do nosso planeta ao Sol. Caso a Terra estivesse mais próxima ou mais distante desta estrela, a água teria evaporado ou congelado, respectivamente. Felizmente o nosso planeta orbita numa distância ideal e apresenta características que permitem a existência de água no estado líquido (Holland, 2003).

O momento exacto em que se formaram os oceanos não é conhecido. Contudo, existem informações directas e indirectas, obtidas a partir de dados isotópicos, da presença da hidrosfera. Sabe-se que o oxigénio na natureza existe sob a forma de três isótopos: ^{16}O , ^{17}O e ^{18}O . Devido ao processo de fraccionamento dos isótopos de oxigénio, a água do mar está enriquecida em ^{18}O dado que durante o processo de evaporação da água os isótopos mais leves de oxigénio são transportados mais facilmente para a atmosfera, resultando daí um aumento da concentração de ^{18}O na água do mar. Quando os minerais interagem com água do mar, por vezes adquirem maior quantidade de oxigénio ^{18}O . Estudos realizados em zircões de Jack Hills revelam que estes apresentam uma assinatura isotópica caracterizada pelo enriquecimento em ^{18}O , interpretada como resultado de interacção, a baixa temperatura, entre a rocha fonte e água líquida, o que sugere a existência de oceanos desde há 4.3 - 4.4 Ga. As evidências directas apontam para um momento mais tardio na história da Terra. Os Gnaisses de Issua, datados de 3.7 Ga, apresentam basaltos em almofada, o que aponta para a existência de hidrosfera no momento da sua formação (Kamber et al., 2001).

3 Idade da Terra

No dia-a-dia o tempo mede-se em horas, minutos e segundos. Na História, mede-se em anos, séculos e milénios, sendo usados para tal pergaminhos e outros documentos com significado cronológico. Na pré-história, fala-se de milhares e, nalguns casos milhões de anos.

A escala do tempo alarga-se ao estudarmos o passado geológico, e ainda mais se recuarmos à origem da Terra e do Universo, onde os milhares de milhões de anos são as palavras dominantes. Para o conhecimento da história da Terra são necessários diversos documentos/dados que nos permitam a determinação do tempo. Estes documentos podem ser as rochas, os seus minerais constituintes, os fósseis e acontecimentos geológicos, biológicos e climáticos. Porque de uma sucessão de acontecimentos se trata, o contributo da Geologia para o conhecimento da história da Terra é fundamental, sendo o tempo um dos seus pilares.

A **Geocronologia** é a ciência que tem por objectivo estabelecer a sucessão cronológica e a idade dos acontecimentos geológicos na história da Terra. Possui dois ramos: a **Cronoestratigrafia** e a **Geocronometria**. A **Cronoestratigrafia** trata das relações de tempo relativo, ou seja, das relações de idade relativa dos corpos rochosos. Cada unidade cronostratigráfica representa um determinado intervalo de tempo geológico, durante o qual se formaram corpos rochosos, estratificados ou não. Deste modo, é possível estabelecer a sucessão temporal das rochas de uma região, formando uma coluna estratigráfica, tendo as mais antigas na base e as mais jovens no topo. Por esta via estabelece-se a **datação relativa** dos eventos terrestres. A **Geocronometria** trata da quantificação (numérica) do tempo geológico, apresentada em ka (10^3), Ma (10^6) ou Ga (10^9), com base no decaimento radioactivo de elementos presentes nos materiais a datar. Estas unidades expressam a extensão temporal antes do presente, não a duração do intervalo do tempo geológico passado (Salvador, 1994). Por esta via estabelece-se a

datação absoluta dos eventos terrestres. As informações obtidas pelos dois métodos são usadas na construção da **Escala de tempo geológico** e na ordenação dos eventos geológicos.

3.1 História das Ideias

Não só o conceito de tempo geológico como também o modo de determinação do mesmo sofreu alterações ao longo da história do ser humano.

Falar de milhões de anos na história da Terra e conceber um tempo anterior ao aparecimento do Homem, foram conquistas árduas e tantas vezes trágicas da Ciência sobre o dogmatismo conservador da religião. Num período em que a religião era a entidade dominante, os clérigos aceitavam apenas uma idade à volta de seis mil anos para a formação da Terra (Gohau, 1987; Harter, 1998).

A primeira grande evolução na escala temporal foi o estabelecimento da ideia de tempo A.C. (antes de Cristo) e D.C. (depois de Cristo), para a qual muito contribuiu St. Agostinho Hippo (A.C. 354-430). Mais tarde, já em 1650, é atribuído a James Ussher (1581-1665), arcebispo de Armagh, o primeiro cálculo da idade da Terra. Baseado nos registos históricos presentes na Bíblia, Ussher anunciou que a Terra foi criada a 22 de Outubro do ano 4004 B.C. (Carey, 1988).

Durante os séculos XVIII e XIX, foram feitas inúmeras tentativas para determinar a idade da Terra, desta vez baseadas em evidências científicas. Uma das mais famosas é a levada a cabo pelo zoólogo francês Georges Louis de Buffon (1707-1788), que assumiu que a Terra tem vindo a arrefecer desde o seu estado de fusão inicial. Como tal, para determinar a idade da Terra, simulou a sua história. Fundiu bolas de ferro com diâmetros muito variados e posteriormente deixou-as arrefecer. Extrapolando os dados obtidos para a Terra, chegou a uma idade de pelo menos 75 000 anos (Harter, 1998).

Outros estudos foram realizados para quantificar a idade da Terra. Foram, por exemplo, efectuados cálculos baseados em taxas de sedimentação; a idade da Terra era extrapolada com base na espessura das rochas sedimentares existentes na crosta. Para isso era necessário o cálculo do tempo que demora a deposição das camadas de sedimentos. Não foram determinados valores, mas sim um intervalo compreendido entre um milhão e mil milhões de anos (Hawkesworth et al., 1992).

Uma outra tentativa envolve o cálculo da idade dos oceanos, que se formaram logo após a origem da Terra. Os melhores cálculos conhecidos são atribuídos ao geólogo John Joly (1857-1933), em 1899. Joly assumiu que os oceanos, logo após a sua formação, não continham sais e que a actual presença de salinidade foi resultado da dissolução de sais transportados pelos rios. Assim sendo, estimou a quantidade de sais existente em todos os rios do mundo. Conhecendo o volume aproximado de água do oceano actual, foi estimado o tempo necessário para alcançar a presente salinidade, supondo que a presente taxa de contribuição de sais pelos rios foi a mesma durante todo o tempo geológico. Joly calculou que devem ter sido necessários pelo menos 90 milhões de anos para os oceanos atingirem a salinidade actual. É um valor muito inferior ao actualmente aceite (4.566 Ga). Joly não teve em conta a quantidade de sais reciclados existente em depósitos continentais ou presente em depósitos minerais no fundo do mar.

Uma técnica de datação aparentemente mais precisa foi desenvolvida por Lord Kelvin (1824-1907), um brilhante matemático, físico e engenheiro. Através de determinações em minas profundas, verificou que a temperatura aumenta com a profundidade. O calor é conduzido do interior para a zona externa e fria da crosta, sendo esta perda de calor passível de ser medida. Kelvin argumentou que se através da perda de calor a Terra se torna cada vez mais fria, então ela já devia ter sido mais quente. Interpretou este fenómeno como dissipação de calor de algo que esteve inicialmente fundido e, em 1897, a partir da presente taxa de fluxo do calor, calculou a idade da Terra, compreendida entre 20 e 40 milhões de anos (Hawkesworth et al., 1992; Dalrymple, 2001). Mas nestes cálculos Kelvin estava errado. Ele não teve em conta que a maioria do fluxo de calor é gerado por convecção e não por condução. Ele desconhecia que os isótopos de certos elementos são instáveis e, ao longo do tempo, decaem formando outros isótopos envolvendo também libertação de energia sob a forma de calor (Hawkesworth et al., 1992; Dalrymple, 2001).

Em 1896 o físico francês Henri Becquerel (1852-1908) descobriu que os sais de urânio (U) emitem espontaneamente raios invisíveis semelhantes aos raios X. Dois anos mais tarde, Marie Curie (1867-1934) e o seu marido Pierre Curie (1859-1906) descobriram que o tório (Th) também emitia radiação similar. Estes últimos determinaram que a nova radiação era uma propriedade atómica e deram-lhe o nome de radioactividade (Dalrymple, 2001).

Nessa altura o conhecimento da radioactividade estava ainda numa fase embrionária. Não eram conhecidos quais os elementos radioactivos nem quais os produtos do seu decaimento e não era conhecida também a existência de isótopos (Dalrymple, 2001).

Só mais tarde Ernest Rutherford (1871-1937) sugeriu que a radioactividade podia ser usada como um relógio natural na datação de rochas e minerais (Rollinson, 1993; Dalrymple, 2001):

“If the rate of the production of helium by radium is known, the age of the mineral can at once be estimated from the observed volume of helium stored in the mineral and the amount of radium present.” (Rutherford, 1905, citado em Dalrymple, 2001)

As ideias de Rutherford foram testadas por muitos cientistas, tendo-se publicado novos valores para a idade da Terra. Foram eles B. B. Boltwood, em 1907, R. J. Strutt, em 1908 e Arthur Holmes em 1911 e 1913. Os valores a que chegaram eram indicadores de que os antigos métodos geológicos podiam estar errados. Apesar de se tratarem de valores mais elevados do que aqueles anteriormente propostos foram recebidos com entusiasmo, centrando a atenção da comunidade científica nesta nova técnica (Dalrymple, 2001).

A partir do momento em que foi reconhecida a utilidade da radioactividade, um número significativo de avanços, tanto a nível do conhecimento científico como instrumental, permitiu o aperfeiçoamento de métodos de datação baseados na radioactividade, a datação radiométrica. A explosão de conhecimentos físicos verificada durante a primeira parte do século XX resultou no desenvolvimento de variadíssimos instrumentos destinados à exploração da natureza da matéria e seus constituintes. O mais importante foi, sem dúvida, o espectrómetro de massa que permitiu a descoberta dos isótopos (Dalrymple, 2001).

Um aspecto a favor do decaimento radioactivo é o facto deste poder ser usado para datar rochas e minerais, constituindo a primeira oportunidade de determinação de idades absolutas (Hawkesworth et al., 1992; Dalrymple, 2001).

Actualmente, a idade de 4.566 Ga atribuída à Terra foi obtida através de datações radiométricas, isto é métodos de datação absoluta. Apesar deste valor, 4.566 Ga, ter sido obtido essencialmente em materiais extraterrestres, meteoritos e amostras lunares, o mesmo é atribuído como idade da Terra pois tiveram uma origem comum durante a formação do Sistema Solar.

As diversas tentativas de determinar a idade da Terra por processos variadíssimos ao longo dos últimos séculos encontram-se referidas na tabela 3-1.

Tabela 3-1 Valores da idade da Terra obtidos por diversos métodos (adaptado de: Dalrymple, 2001).

MÉTODO	AUTOR	ANO	IDADE DA TERRA (Ma)
<i>Cálculos físicos</i>			
Arrefecimento da Terra	Conde de Buffon	1774	0.075
Arrefecimento da Terra	Lord Kelvin	1862	20-400
Arrefecimento da Terra	S. Haughton	1865	>1200
Arrefecimento da Terra	C. King	1893	24
Arrefecimento da Terra	G. F. Becker	1910	55-70
Arrefecimento da Terra	Lord Kelvin	1897	20-40
Arrefecimento do Sol	H. L. F. von Helmholtz	1856	22
Arrefecimento do Sol	Lord Kelvin	1862	10-500
Arrefecimento do Sol	S. Newcomb	1892	18
Arrefecimento do Sol	A. Ritter	1899	4.4-5.8
Retardação das marés Terra/Lua	G. Darwin	1898	>56
Efeito das marés	P. G. Tait	1876	<10
Efeito das marés	Lord Kelvin	1897	<1000
Alteração excentricidade de Mercúrio	H. Jeffreys	1918	3000
<i>Cálculos químicos</i>			
Acumulação de sulfato	T. M. Reade	1876	25
Acumulação de sódio	J. Joly	1899	89
Acumulação de sódio	J. Joly	1900	90-100
Acumulação de sódio	J. Joly	1909	<150
Acumulação de sódio	W. J. Sollas	1909	80-150
Acumulação de sódio	G. F. Becker	1910	50-70
Acumulação de sódio	A. Knopf	1931	>100
<i>Erosão e sedimentação</i>			
Acumulação de minerais de argila	T. M. Reade	1879	600
Acumulação de minerais de argila	A. Holmes	1913	320
Acumulação de sedimentos	T. H. Huxley	1869	100
Acumulação de sedimentos	S. Haughton	1871	1526
Acumulação de sedimentos	A. Winchell	1883	3
Acumulação de sedimentos	W. J. McGee	1892	15000
Acumulação de sedimentos	C. D. Walcott	1893	35-80
Acumulação de sedimentos	J. Joly	1908	80
Acumulação de sedimentos	J. Barrell	1917	1250-1700
<i>Radioactividade</i>			
Decaimento U-Pb na crosta	A. Holmes	1913	>1600
Decaimento U-Pb na crosta	H. N. Russell	1921	2000-8000
Decaimento U-Pb na crosta	A. Holmes	1927	1600-3000
Decaimento U-Pb na crosta	E. Rutherford	1929	3400
Decaimento U-Pb em minerais	A. Knopf	1931	>2000
Isótopos de Pb na Terra	E. K. Gerling	1942	3940
Isótopos de Pb na Terra	A. Holmes	1946	3000
Isótopos de Pb na Terra	H. Jeffreys	1948	1340
Decaimento Rb-Sr	A. K. Brewer	1938	<15000

3.2 Datação relativa

A datação relativa estabelece a ordem sequencial dos eventos geológicos, baseada na interpretação cronostratigráfica da sucessão de rochas e seus conteúdos por eles formadas ou modificadas.

Tem como base vários princípios geológicos, os quais possibilitam a interpretação da sucessão relativa dos eventos que ocorreram ao longo da história da Terra. Esta interpretação é limitada ao registo litológico preservado. Existem intervalos temporais não materializados no registo litológico, coincidindo com ausência de formação de rochas e/ou a sua destruição. Além disso, como anteriormente já referido, não nos informa há quanto tempo ocorreu determinado evento geológico, apenas se antecedeu ou precedeu um outro.

A Cronoestratigrafia baseia-se em 5 princípios gerais: o da Sobreposição, da Horizontalidade, da Continuidade Lateral, da Intersecção e da Inclusão.

3.2.1 Princípio da sobreposição e Princípio da horizontalidade e continuidade lateral dos estratos

Paralelamente às tentativas de determinação da idade da Terra, durante os séculos XVIII e XIX, os naturalistas também formularam alguns princípios fundamentais em Geologia, ainda hoje utilizados.

Nicolas Steno (1638-1686) observou que os sedimentos se depositavam em camadas, sendo os da base os mais antigos – **princípio da sobreposição** (figura 3-1). Este princípio é fundamental na determinação da idade relativa de duas ou mais entidades geológicas (Schoch, 1989; Salvador, 1994; Torres, 1994).

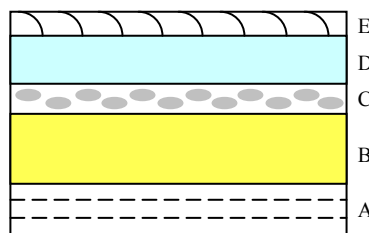


Figura 3-1 Princípio da sobreposição. A camada A é a mais antiga da sequência A a E.

Steno também verificou que, devido à influência da gravidade, os sedimentos suspensos na água são depositados preferencialmente em camadas horizontais, designadas por estratos, paralelas à superfície de deposição, a superfície de estratificação. Segundo Steno os sedimentos estendem-se lateralmente em todas as direcções havendo, por este motivo, uma continuidade lateral dos estratos (Schoch, 1989; Salvador, 1994; Torres, 1994).

Estes dois princípios enunciados por Steno podem ser referidos como o **princípio da horizontalidade original** (figura 3-2a) e **continuidade lateral dos estratos** (figura 3-2b), o qual toma a seguinte redacção: os estratos no momento da sua deposição são horizontais e paralelos à superfície do depósito e ficam limitados por planos com continuidade lateral. Este introduz duas ideias fundamentais. A primeira diz respeito à horizontalidade original, que exprime o conhecimento de eventos modificadores desta situação. No entanto, sabe-se actualmente que o meio de sedimentação inclui ambientes nos quais as estratificações originais são arqueadas, inclinadas, outras que não horizontais. A segunda parte do princípio, continuidade lateral dos estratos, define a noção de superfície de estratificação como isócrona, ou seja como uma superfície que em qualquer dos seus pontos tem a mesma idade (Salvador, 1994).

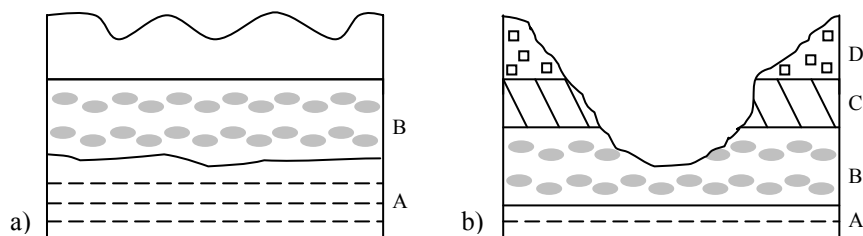


Figura 3-2 Representação esquemática de duas colunas litológicas, em a) ilustrando o princípio da horizontalidade original e em b) o da continuidade lateral dos estratos.

Os princípios de Steno são muito importantes e no passado, quando as técnicas de datação radiométrica na determinação da idade absoluta ainda não tinham sido desenvolvidas, as interpretações baseadas nos princípios de Steno permitiram o desenvolvimento várias propostas de Escala de Tempo Geológico, como a representada na figura 3-3.

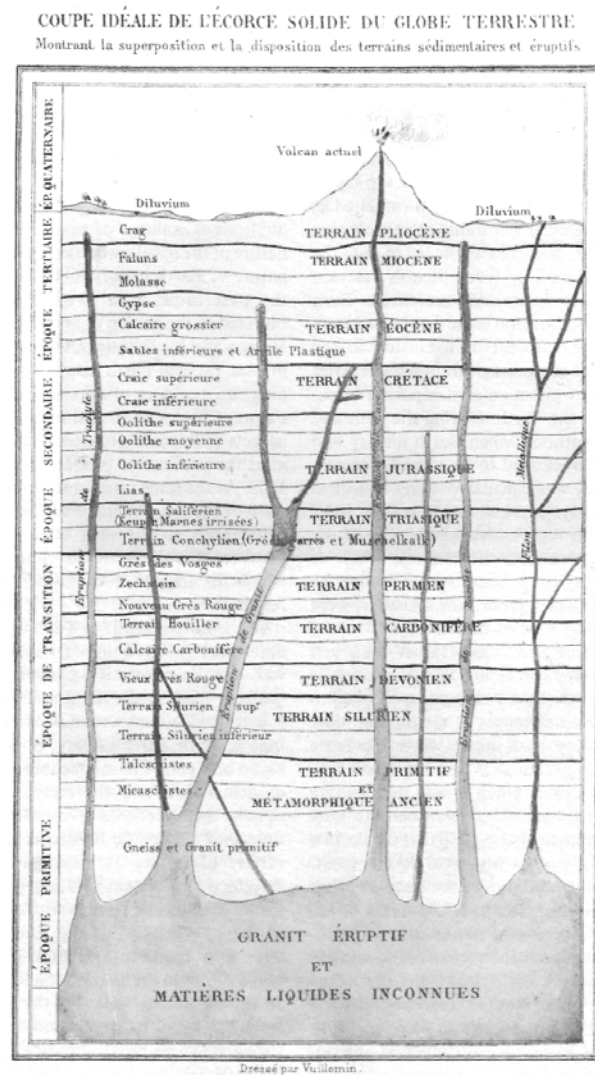


Figura 3-3 Coluna estratigráfica de Figuiet, *La Terre avant le Déluge*, publicada em 1864 (Hawkesworth et al., 1992).

3.2.2 Princípio de intersecção e Princípio da inclusão

Outros naturalistas (Schoch, 1989; Torres, 1994), além de Steno, propuseram princípios importantes para a interpretação cronológica dos eventos geológicos. O princípio da intersecção e o princípio da inclusão. O princípio da intersecção proposto por James Hutton (1726-1797) enuncia que qualquer corpo ígneo, falha ou estrutura que intersecte uma sequência de rochas, é mais recente do que as rochas por ele atravessadas ou modificadas da sua posição original (figura 3-4).

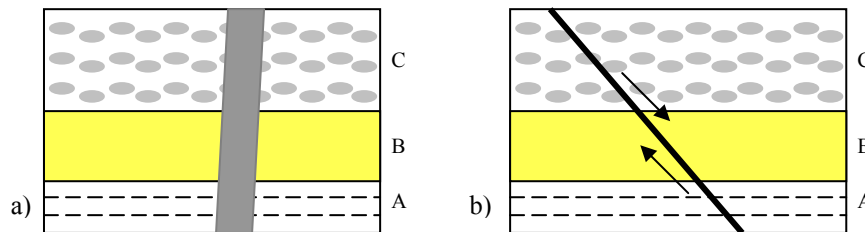


Figura 3-4 Exemplo da aplicação do princípio de intersecção. Nos dois blocos de figuras o dique (a) e a falha (b) são mais recentes que a sequência de rochas A, B e C.

O princípio da inclusão, aplicado geralmente a rochas conglomeráticas ou brechas tectónicas, enuncia que qualquer rocha que contenha elementos de outra (preexistente) é-lhe posterior (figura 3-5).

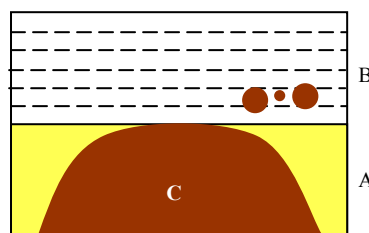


Figura 3-5 Princípio da inclusão ilustrado pela inclusão de fragmentos rochosos do corpo plutónico (c) na rocha sedimentar B. A sequência A-C-B representa a sucessão temporal dos eventos do mais antigo ao mais recente.

3.2.3 Princípio da correlação ou da sucessão faunística

Quando não existe continuidade lateral entre as rochas é frequente os geólogos recorrerem à correlação de equivalências temporais. A correlação pode ser realizada com base em semelhanças litológicas (correlação litoestratigráfica) ou com base no conteúdo fossilífero (correlação bioestratigráfica) dos estratos (Salvador, 1994; Torres, 1994).

Em zonas com exposição adequada, as unidades litológicas podem ser associadas lateralmente mesmo que existam lacunas, interrupções e descontinuidades (paragens na sedimentação ou superfícies de erosão). Este método, designado por correlação litoestratigráfica, identifica a extensão geográfica das unidades geológicas, mas não implica equivalência temporal.

A Biostratigrafia é ramo da Cronoestratigrafia que tem como objectivo organizar, de modo sistemático, as sequências geológicas em unidades que possam ser designadas e caracterizadas

pelo seu conteúdo fossilífero. Baseia-se na irreversibilidade da evolução biológica que determina que, num dado intervalo de tempo da história geológica do nosso planeta, viveu um e um só conjunto de seres vivos, que, por esse facto, são característicos desse mesmo intervalo de tempo.

William Smith (1769-1839) foi o primeiro naturalista inglês a reconhecer que os fósseis de cada estrato exposto por ocasião da construção de grandes canais de comunicação fluvial através da Inglaterra, nos finais do séc. XVIII, não eram sempre os mesmos. Em vez disso, cada uma das camadas possuía uma associação fóssil distinta. O Abade Jean Louis Giraude-Soulavie (1752-1813), em França, reconheceu igualmente este padrão de sucessão faunística. Contudo, esta ideia foi posteriormente desenvolvida e aplicada pelo Barão Georges Cuvier. Só no início do século XIX é que foi dada importância aos fósseis nos métodos de datação relativa.

Os organismos que viveram em cada intervalo de tempo da história geológica (representado por estratos), e que fossilizaram, foram diferentes e não foram recorrentes (não se repetem ao longo da história geológica), daí a designação de **princípio da sucessão faunística** (figura 3-6). Assim cada intervalo de tempo pode ser reconhecido pelo seu conteúdo fossilífero (Salvador, 1994; Torres, 1994). Este tipo de fósseis é designado de fósseis de idade e também por fósseis índice e por fósseis estratigráficos. Os melhores fósseis de idade são os seres vivos que tiveram ampla distribuição geográfica e cujas *taxa* viveram num curto intervalo temporal (Salvador, 1994).

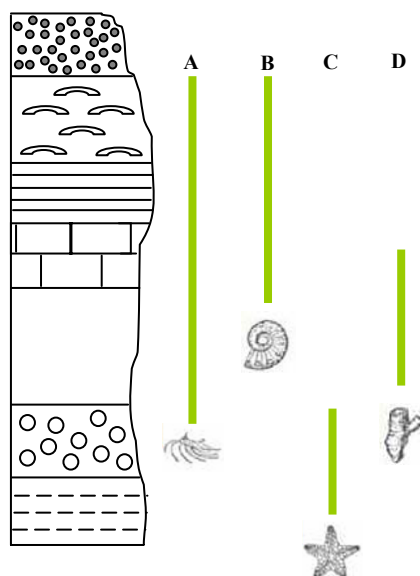


Figura 3-6 Princípio da sucessão faunística. Na figura encontram-se representados quatro espécies fósseis indicadoras de idade. Enquanto os fósseis A e B pertencem a seres vivos que existiram num longo intervalo de tempo, o mesmo não acontece com os fósseis C e D. C e D são fósseis de idade também designados por fósseis índice ou fósseis estratigráficos.

3.2.4 Discordâncias

As sequências sedimentares nem sempre são séries contínuas de estratos, representando o tempo geológico sem qualquer interrupção, ou seja, onde não ocorreu qualquer tipo de interrupção na deposição. No registo geológico são muito frequentes e podem representar minutos, horas ou até mesmo anos de ausência de deposição e/ou erosão do material sedimentado. Um **hiato** é a representação dum intervalo de tempo que falta no registo geológico. Pode corresponder a um **diastema** ou a uma **discordância**. **Diastema** é uma superfície de não deposição sedimentar dentro de uma camada e correspondente a um pequeno intervalo de tempo, enquanto que uma **discordância** se refere a intervalos de tempo geologicamente significativos (Salvador, 1994; Torres, 1994).

Geralmente as discordâncias estão relacionadas não só com eventos tectónicos como também com alterações no nível médio das águas do mar e outros fenómenos erosivos. Dependendo da natureza da rocha, existem quatro tipos principais de discordâncias, representadas na tabela 3-2.

Tabela 3-2 Diferentes tipos de discordâncias e respectivas características (adaptado de: Salvador, 1994; Dick, 2005).

Discordância	Características
Angular	Discordância caracterizada por duas sucessões de estratos que apresentam entre elas uma atitude (coordenadas geológicas) diferente. Geralmente resulta de fenómenos tectónicos que deformam as rochas, alterando a sua atitude.
Litológica	Discordância que separa uma sequência de rochas estratificadas, que repousam de modo discordante sobre rochas não estratificadas, ígneas ou metamórficas.
Erosiva	Discordância que separa dois conjuntos de rochas estratificadas paralelas, caracterizando-se por uma antiga superfície de erosão de relevo considerável. Forma-se por erosão de estratos.
Paralela	Discordância caracterizada por uma superfície de estratificação que separa dois conjuntos de rochas estratificadas, paralelas entre si e a esta superfície, mas que apresentam idades distintas. Forma-se devido a uma lacuna estratigráfica, mantendo o paralelismo das formações, embora falte parte dos estratos por interrupção na sedimentação.

Em resumo, a Escala do Tempo Geológico inclui também intervalos temporais não materializados numa determinada sucessão litológica, com importância local, regional ou até global.

3.3 Datação absoluta

As datações absolutas são obtidas por um conjunto de métodos que vão desde a determinação de luminescência a determinações isotópicas baseadas na utilização de complexos equipamentos como os espectrómetros de massa. De cada um destes métodos resulta um valor que apresenta algum grau de incerteza pelo que não deverá ser tomado como “valor absoluto”.

A datação absoluta envolve a determinação de idades com atribuição de um valor numérico para determinada rocha, mineral ou evento, expressa em anos antes do presente. O método radiométrico é o mais usado na determinação de idades absolutas, em que os cálculos são efectuados com base no decaimento de vários isótopos radioactivos que estejam presentes nos materiais a datar.

Apesar da maioria dos 92 elementos naturais terem isótopos estáveis, alguns são radioactivos e decaem espontaneamente, libertando energia neste processo. A descoberta da radioactividade permitiu aos geólogos não só a determinação de idades como também a determinação do mecanismo responsável por parte do calor interno da Terra (Rollinson, 1993).

3.3.1 Isótopos em geocronometria

Toda a matéria é composta por elementos químicos, que por sua vez são constituídos por partículas extremamente pequenas, os átomos. O núcleo dos átomos é constituído por protões (partículas com carga positiva) e neutrões (partículas com carga neutra). A circundar o núcleo encontram-se os electrões (partículas carregadas negativamente). É o número de protões que determina o número atómico de um elemento e permite o estabelecimento das suas características e propriedades físico-químicas, juntamente com os electrões associados (Rollinson, 1993; Ottonello, 1997).

A combinação do número de protões com o número de neutrões num átomo corresponde ao número de massa. Por exemplo, no $^{14}_6C$, o número atómico é 6 e o número de massa (número

de prótons + número de nêutrons) é 14. Contudo, nem todos os átomos do mesmo elemento têm igual número de nêutrons no núcleo. Estas variedades do mesmo elemento são chamadas de isótopos. O termo isótopo foi definido por Soddy, em 1914 como duas ou mais substâncias de diferentes massas que ocupam a mesma posição na tabela periódica (Faure, 1986; Ottonello, 1997).

Apesar de muitos isótopos serem estáveis, outros não o são. É precisamente o decaimento de um isótopo instável (isótopo-pai) para outro estável (isótopo-filho) que envolve a emissão de radiação. A taxa de decaimento (constante de decaimento) de isótopos instáveis é usada na determinação da idade absoluta das rochas (Ottonello, 1997).

Existem, contudo, cinco pontos importantes a ter em conta no cálculo da idade absoluta de uma rocha ou mineral (Hawkesworth et al., 1992; Rollinson, 1993; Ottonello, 1997). São eles:

- I. As rochas são formadas por minerais, que são constituídos por elementos químicos, alguns deles possuindo isótopos radioativos.
- II. O decaimento radioativo envolve ainda o conceito de meia-vida ou semi-vida. Esta corresponde ao tempo decorrido para que metade do número de átomos do elemento-pai instável se transforme em átomos do elemento-filho mais estável. Trata-se de um valor conhecido e diferente para cada isótopo radioativo existente.
- III. Para a aplicação de métodos de datação absoluta é necessário ainda que a rocha ou mineral se tenha comportado como um sistema fechado após a sua formação.
- IV. Tem que haver homogeneização isotópica do magma.
- V. As rochas analisadas têm que ser co-genéticas.

Cada grão mineral em que exista um isótopo radioativo funciona como um cronómetro, porque assim que cristaliza e que o sistema isotópico fecha inicia-se o decaimento radioativo. Determinando-se a quantidade do isótopo-pai e do isótopo-filho no grão mineral e sabendo a constante de decaimento, é possível saber há quanto tempo ocorre o decaimento radioativo e, portanto, quando o mineral se formou (Faure, 1986; Hawkesworth et al., 1992).

As quantidades de isótopos-pai e filho são determinadas por um espectrómetro de massa, instrumento que determina a proporção dos isótopos com diferentes massas, embora o que se determine sejam razões isotópicas (Rollinson, 1993; Ottonello, 1997).

Na tabela 3-3 estão representados alguns dos isótopos radioativos e respectivos isótopos radiogénicos frequentemente usados na datação de rochas e minerais.

Tabela 3-3 Alguns isótopos usados em métodos de datação (adaptado de: Hawkesworth, et al., 1992).

ISÓTOPO PAI	ISÓTOPO FILHO	CONSTANTE DE DESINTEGRAÇÃO	TEMPO DE SEMI-VIDA
^{14}C	^{14}N	1.21×10^{-4}	5730 a
^{87}Rb	^{87}Sr	1.42×10^{-10}	4.88 Ga
^{40}K	^{40}Ar	5.81×10^{-9}	110 Ma
^{138}La	^{138}Ce	6.54×10^{-12}	106 Ga
^{147}Sm	^{143}Nd	6.42×10^{-12}	108 Ga
^{176}Lu	^{176}Hf	1.96×10^{-11}	35.3 Ga
^{187}Re	^{187}Os	1.52×10^{-11}	45.6 Ga
^{232}Th	^{208}Pb	4.9475×10^{-11}	14 Ga
^{235}U	^{207}Pb	9.8485×10^{-10}	704 Ma
^{238}U	^{206}Pb	1.55125×10^{-10}	4.468 Ga

3.3.2 Mecanismos de decaimento radioactivo

O decaimento radioactivo consiste na transformação espontânea de isótopos instáveis em isótopos estáveis. Rutherford e outros físicos descobriram que no decaimento radioactivo há a emissão de três tipos de radiação que foram designadas de alfa, beta e gama (Faure, 1986).

Os principais mecanismos de decaimento radioactivo, relacionados com o tipo de partículas envolvidas são os seguintes:

- Decaimento β^-

A emissão beta corresponde aos electrões emitidos pelo núcleo de um átomo, sendo representada pela letra grega β^- ou β^+ , dependendo da sua carga (Ottonello, 1997). Existe um grande grupo de átomos instáveis que decaem emitindo uma partícula beta carregada negativamente, acompanhado pela libertação de energia radiante sob a forma de raios γ (que são ondas electromagnéticas de comprimento de onda curto). Como consequência deste decaimento, o número atómico do átomo aumenta uma unidade, enquanto que o número de neutrões reduz uma unidade. Como tal, o número de massa mantém-se constante (Faure, 1986; Ottonello, 1997).

	<i>Número atómico</i>	<i>Número de neutrões</i>	<i>Número de massa</i>
Isótopo pai	Z	N	$Z + N = A$
Isótopo filho	$Z + 1$	$N - 1$	$Z + 1 + N - 1 = A$

Por exemplo: ${}^{40}_{19}\text{K} \rightarrow {}^{40}_{20}\text{Ca} + \beta^{-} + E$ (Energia)

- Decaimento β^{+}

Um outro grupo de isótopos decai emitindo do núcleo um electrão carregado positivamente (positrão), acompanhado pela libertação de energia. Como consequência deste tipo de decaimento, o número atómico reduz uma unidade, enquanto que o número de neutrões aumenta uma unidade. Como tal, à semelhança do que acontece no decaimento β^{-} , o número de massa mantém-se constante (Faure, 1986; Ottonello, 1997).

	<i>Número atómico</i>	<i>Número de neutrões</i>	<i>Número de massa</i>
Isótopo pai	Z	N	$Z + N = A$
Isótopo filho	$Z - 1$	$N + 1$	$Z - 1 + N + 1 = A$

Por exemplo: ${}^{18}_9\text{F} \rightarrow {}^{18}_8\text{O} + \beta^{+} + E$

- Decaimento por captura de electrões

Trata-se de um mecanismo de decaimento em que o número de protões diminui e o número de neutrões aumenta. Como o próprio nome indica, ocorre captura de um electrão (e^{-}) com emissão de energia (Faure, 1986; Ottonello, 1997).

	<i>Número atómico</i>	<i>Número de neutrões</i>	<i>Número de massa</i>
Isótopo pai	Z	N	$Z + N = A$
Isótopo filho	$Z - 1$	$N + 1$	$Z - 1 + N + 1 = A$

Por exemplo: ${}^{41}_{20}\text{Ca} + e^{-} \rightarrow {}^{41}_{19}\text{K} + E$

- Decaimento α

Corresponde a um decaimento espontâneo por emissão de partículas α (${}^4_2\text{He}$) pelo núcleo. As partículas α são compostas por dois prótons e dois nêutrons e, conseqüentemente, têm carga 2^+ . Como consequência deste decaimento o número atômico e o número de nêutrons diminuem duas unidades. Como tal, o número de massa diminui quatro unidades (Faure, 1986).

	<i>Número atômico</i>	<i>Número de nêutrons</i>	<i>Número de massa</i>
Isótopo pai	Z	N	Z + N = A
Isótopo filho	Z - 2	N - 2	Z + N - 4 = A - 4

Por exemplo: ${}^{238}_{92}\text{U} \rightarrow {}^{234}_{90}\text{Th} + {}^4_2\text{He} + E$

3.3.3 Sistemas isotópicos mais utilizados

Na determinação da idade da Terra, recorre-se a isótopos instáveis cujo período de meia vida seja longo, na ordem de milhões de anos ou giga anos. Isto porque é necessário que estes já estivessem presentes quando a Terra se formou (Faure, 1986). Na tabela 3-4 encontram-se indicados os sistemas isotópicos mais usados em geocronologia, o intervalo de datação e os minerais e rochas passíveis de serem datados.

Tabela 3-4 Principais sistemas isotópicos usados em datações radiométricas (Wicander & Monroe, 2000).

Isótopos		Intervalo de datação	Minerais e rochas passíveis de serem datados
<i>Pai</i>	<i>Filho</i>		
${}^{238}\text{U}$ ${}^{235}\text{U}$ ${}^{232}\text{Th}$	${}^{206}\text{Pb}$ ${}^{207}\text{Pb}$ ${}^{208}\text{Pb}$	10 Ma a 4.6 Ga	Zircão, uraninite, monazite
${}^{87}\text{Rb}$	${}^{87}\text{Sr}$	10 Ma a 4.6 Ga	Moscovite, biotite, feldspato potássico, rochas metamórficas e rochas ígneas
${}^{40}\text{K}$	${}^{40}\text{Ar}$	100 ka a 4.6 Ga	Glauconite, moscovite, biotite, hornblenda e rochas vulcânicas

Os dois pares isotópicos U-Pb (urânio-chumbo) e o U-Th (urânio-tório) são usados principalmente na datação de rochas ígneas, terrestres e lunares, e em meteoritos. O sistema Rb-Sr (rubídio-estrôncio) é também usado na datação de rochas muito antigas e meteoritos. O método K-Ar (potássio-argônio) é usado para datar rochas vulcânicas, pois nestas é difícil e muito frequente não ser possível isolar minerais para datação (Wicander & Monroe, 2000). Os sistemas Re-Os (rénio-ósio) e Sm-Nd (samário-neodímio) também são bastante usados em datação, sobretudo em rochas ultramáficas e basaltos da crosta oceânica primitiva (Frei & Jensen, 2003).

A história da geocronologia pode ser dividida em três etapas (Kalsbeek, 2001):

- i)** as primeiras datações foram obtidas em minerais e determinadas com recurso aos sistemas isotópicos K-Ar e Rb-Sr;
- ii)** mais tarde as determinações tiveram como base os sistemas Rb-Sr, Pb-Pb e U-Pb;
- iii)** actualmente verifica-se que a grande maioria das datações são obtidas com recurso a análises U-Pb em concentrados de zircão ou em zircões individuais.

O zircão é um silicato de zircónio (ZrSiO_2) que contém U (urânio), Pb (chumbo), Hf (háfnio), Y (itrio), entre outros elementos. Encontra-se frequentemente em rochas ígneas, metamórficas e sedimentares. O zircão é utilizado por ser extremamente resistente a altas pressões e temperaturas. O seu sistema isotópico possui uma temperatura de bloqueio elevada (800 °C), isto é, retém com maior eficiência que outros minerais tanto os isótopos-pai (urânio) como os isótopos-filho (chumbo), tornando difícil a sua abertura. Isto faz do zircão um óptimo mineral para a datação (Amelin, 2005).

Além disso o zircão contém baixo teor primordial em Pb (ou seja, praticamente todo o Pb presente resulta do decaimento do U) e alto teor em U/Pb e Th/Pb, o que aumenta a sua utilidade em determinações geocronológicas. Por ser resistente a processos metamórficos e a outros processos de alteração, a estrutura guarda evidências da idade de cristalização da rocha ígnea original, mesmo que tenham ocorrido transformações posteriores no mineral (Sankaran, 2000). Estes factos fazem com que o zircão seja dos minerais mais utilizados em Geocronologia.

3.4 Materiais mais antigos, terrestres e extraterrestres

A determinação de idade da Terra é obtida através dos materiais que possam fornecer informações relativas à sua formação. Os materiais utilizados são rochas, minerais (por exemplo, zircões, galenas), meteoritos e amostras de rochas lunares.

3.4.1 As rochas terrestres mais antigas

- **Ortognaisses** (gnaisses de origem magmática)

As idades radiométricas podem ser determinadas através de utilização de um ou vários sistemas isotópicos. Por exemplo, na determinação da idade do complexo gnaissico de Itsaq, na Gronelândia ocidental foram usados quatro sistemas isotópicos (Kamber et al., 2001). Outros gnaisses foram também sujeitos a datação radiométrica, e os resultados obtidos encontram-se referidos na tabela 3-5.

Tabela 3-5 Idades obtidas em gnaisses antigos (adaptado de: Faure, 1968; Kalsbeek, 2000; Kamber et al., 2000; Sankaran, 2000).

Materiais usados	Localização	Sistemas utilizados				Idade aproximada (Ga)
		Rb-Sr (Ga)	Sm-Nd (Ga)	U-Pb (Ga)	Pb-Pb (Ga)	
Gnaisses de Itsaq	W Gronelândia	3.66	3.64	3.7 - 3.9	3.65	3.8
Gnaisses de Acasta	NW Canadá		3.37	3.6 - 4.0		4.0
Gnaisses de Manfred	Austrália		3.68 - 3.69	3.73		3.7
Outros gnaisses	África do Sul, Estados Unidos, China, Antártida					3.8 - 3.9

- **Rochas vulcânicas, sedimentos clásticos e vulcano-clásticos**

As idades mais antigas obtidas em rochas vulcânicas, sedimentos clásticos e vulcano-clásticos, derivam de análises radiométricas obtidas na associação de Akilia e no Isua Greenstone Belt (IGB), ambos a ocidente da Gronelândia. Os valores obtidos encontram-se na tabela 3-6.

Tabela 3-6 Idades radiométricas obtidas no IGB e na associação de Akilia (adaptado de: Kamber et al., 2001).

Materiais usados	Localização	Sistemas utilizados	
		U-Pb (Ga)	Sm-Nd (Ga)
Associação Akilia	W Gronelândia	3.7 - 3.8	3.67
Isua Greenstone Belt (IGB)	W Gronelândia	3.7 - 3.8	

A associação de Akilia corresponde a rochas ígneas metamorfizadas de composição básica e ultrabásica e rochas sedimentares localizadas no complexo gnaissíco de Itsaq. As rochas metasedimentares da ilha Akilia são importantes devido ao facto de conterem compostos possivelmente de origem biológica. Inúmeras evidências sugerem que a associação Akilia não é, provavelmente, mais antiga que 3.7 Ga. Para estas rochas foram obtidas as seguintes idades radiométricas (Kamber et al., 2001):

- (i) Xistos biotíticos de origem vulcânico-sedimentar foram datados em $3685 \text{ Ma} \pm 8 \text{ Ma}$, através da análise de zircões usando o método U-Pb (Schiotte et al., 1989). Foi admitido que esta é, muito provavelmente, a idade original da associação de Akilia, apontado o grupo mais velho de zircões de $3756 \text{ Ma} \pm 22 \text{ Ma}$ como cristais derivados das rochas ígneas mais antigas.

- (ii) As determinações radiométricas obtidas por Sm-Nd indicam uma idade de $3677 \text{ Ma} \pm 37 \text{ Ma}$ (Kamber et al., 2001).

Recentemente foram datados zircões por Mojzsis & Harrison (1999) os quais obtiveram valores compreendidos entre 3.64 e 3.42 Ga (Kamber et al., 2001).

O *Isua Greenstone Belt* (IGB) é o mais antigo da sua categoria. Situa-se na zona central oeste da Gronelândia e consiste em três unidades rochosas: as duas camadas inferiores dominadas por rochas vulcânicas e a unidade mais superior predominantemente sedimentar (Wicander & Monroe, 2000). Os GSB são complexos vulcano-sedimentares constituídos essencialmente por rochas de natureza básica e ultrabásica com rochas sedimentares no topo, do Pré-Câmbrico.

As primeiras datações usando os sistemas U-Pb e Sm-Nd, assim como outras datações usando os sistemas Rb-Sr e Pb-Pb, apontaram para valores entre 3.70 – 3.75 Ga (Moorbath et al., 1986). Em datações mais recentes foram obtidos os valores 3.70 – 3.80 Ga. Em muitos sedimentos, são encontradas ocorrências de micropartículas de carbono empobrecido em ^{13}C e enriquecido em ^{12}C (à semelhança do que acontece com os seres vivos), o que sugere uma possível origem biológica (Kamber et al., 2001).

3.4.2 Os zircões mais antigos

Apesar das rochas terrestres mais antigas terem uma idade de 4.0 Ga, têm sido encontrados zircões datados pelo método U-Pb, que chegam a atingir 4.4 Ga. É o caso dos grãos de zircões detríticos presentes em rochas metasedimentares (quartzitos e metaconglomerados), encontrados no vale de Jack Hills no oeste Australiano, datados em 4.3 – 4.4 Ga (Sankaran, 2000; Mojzsis et al., 2001; Wilde et al., 2001 citado em Kamber et al., 2001; Amelin, 2005).

Nos diversos cratões são várias as ocorrências de zircões com idades compreendidas entre 3.8 e 4.4 Ga, o que leva a supor a existência de uma crosta continental diferenciada há cerca de 4.4 Ga (Kamber et al., 2001). Os zircões analisados são frequentemente zircões herdados ou relíquias, pois foram incorporados em rochas mais recentes após fusão parcial de rochas mais antigas (Amelin, 2005).

3.4.3 Isótopos de Pb em galenas

O valor actualmente aceite para a idade da Terra deriva também do contributo de datações obtidas pela análise de isótopos de Pb em galenas (PbS) do Arcaico.

Em 1942, E. K. Gerling admite que a idade da Terra pode ser calculada a partir da composição/relação isotópica do chumbo presente em galenas (Dalrymple, 2001). Sabendo a composição isotópica do chumbo em galenas de diferentes idades é possível determinar a composição do chumbo primordial e a idade de formação da Terra. A composição dos isótopos de chumbo era consequência da adição de chumbo radiogénico ao chumbo primordial. Nos seus estudos, chegou apenas a três resultados representados na tabela 3-7.

Tabela 3-7 Idades da Terra obtidas em isótopos de chumbo, pelo método de cálculo de E. Gerling e pelo método de F. Tera (adaptado de: Dalrymple, 2001).

Localização	Idade das galenas (Ga)	Idade da Terra (Ga)	
		Método de cálculo de E. Gerling	Método de cálculo de F. Tera
Timmons, Ontário	2.64	4.56	
Manitouwadge, Ontário	2.68	4.55	
Barberton, África do Sul	3.23		4.54
Big Stubby, W Austrália	3.45	4.52	

Mais tarde, em 1981, F. Tera através de determinações isotópicas $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em galenas arcaicas obteve o valor de 4.54 Ga para a idade da Terra. Tera considera que este resultado pode significar que as galenas arcaicas dos três continentes tiveram uma fonte, uma composição de chumbo e uma idade comuns. Estes valores foram similares aos determinados em meteoritos (Dalrymple, 2001).

3.4.4 Material extraterrestre

Algumas determinações da idade da Terra resultam de cálculos efectuados noutros corpos do Sistema Solar, formados ao mesmo tempo que a Terra. É importante que sejam geologicamente inactivos para que, ao contrário do que se passa na Terra, as evidências não sejam apagadas (Stassen, 1997; Watson, 1997). Os meteoritos e a Lua satisfazem este pré-requisito (Stassen, 1997). Na tabela 3-8 encontram-se datações radiométricas realizadas em meteoritos, sendo o valor de 4.5 Ga considerado como a idade da formação da Terra.

Tabela 3-8 Idades radiométricas obtidas em meteoritos usando vários métodos de datação (adaptado de: Stassen, 1997).

Tipo de meteorito	Sistemas utilizados		
	Rb-Sr (Ga)	Sm-Nd (Ga)	Pb-Pb (Ga)
Condritos		4.21	
Condritos carbonáceos	4.37		
Condritos	4.49		
Acondritos	4.39		
Acondritos		4.58	
Meteoritos líticos + sideritos			4.55
Meteoritos líticos + troilite			4.55

Apesar de terem idades muito próximas, a Lua é um planeta menos evoluído que a Terra, devido à ausência de processos dinâmicos endógenos, preservando assim o seu aspecto e composição iniciais. As missões à Lua permitiram a recolha de rochas para análise radiométrica, tendo as rochas lunares mais antigas datadas entre 4.5 Ga e 4.6 Ga (Watson, 1997).

Na tabela 3-9, encontra-se um resumo das idades, determinadas pelos métodos U/Pb e Rb/Sr, para os diversos materiais utilizados na determinação da idade da Terra.

Tabela 3-9 Idades da Terra determinadas pelos métodos U/Pb e Rb/Sr em diversos materiais.

Materiais utilizados	Idade da Terra
rochas terrestres	>3.80 Ga
zircões	>4.4 Ga
isótopos de Pb em galenas	4.52 - 4.56 Ga (4.54 Ga)
meteoritos	4.55 Ga
rochas lunares	4.5 - 4.6 Ga

Em síntese, as datações obtidas por métodos radiométricos indicam para idade do nosso planeta 4.55 – 4.56 Ga. Permitiram determinar a sequência de acontecimentos ocorridos no período inicial do Sistema Solar. As idades determinadas, essencialmente em meteoritos e rochas lunares, apontam para a condensação da nébula solar há 4.566 Ga, posterior acreção, segregação do núcleo e formação da Lua, num intervalo de 50 Ma \pm 10 Ma (Kamber et al., 2001).

O valor para a idade da Terra, estimado com base em meteoritos e amostras lunares, é superior ao dos obtidos por datação nas rochas (3.8 Ga) e minerais (4.0-4.4 Ga) terrestres mais antigos (Watson, 1997; Dalrymple, 2001). Esta discrepância ocorre pois os processos de meteorização, metamorfismo e reciclagem dos materiais, foram responsáveis pela destruição da crosta primitiva (Stassen, 1997; Watson, 1997).

Actualmente, a determinação de idades radiométricas em materiais geológicos é obtida essencialmente a partir dos sistemas U-Pb, Ar-Ar e do sistema Rb-Sr. O primeiro é aplicado em cristais de zircão presente em cinzas vulcânicas ou lavas. A determinação pelo sistema $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ é aplicada a cristais de hornblenda, biotite e sanidina. O sistema Rb-Sr é aplicado essencialmente em moscovite, biotite e feldspato potássico (Gradstein et al., 2004; Erwin, 2006).

A idade precisa da Terra está definitivamente determinada? Não. Obviamente esta é uma questão em aberto. Função de novos equipamentos e métodos de datação, com maior rigor nas determinações, certamente que novos valores serão obtidos. Se a Terra começou a formar-se há cerca de 5.1 Ga, como apontam Kuroda & Myers (1999), baseados em análises isotópicas $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ realizadas em galenas e amostras lunares, é possível que venham a ser encontrados materiais mais antigos (Kuroda & Myers, 1999).

3.5 Escala de tempo geológico

O tempo geológico não pode ser medido em segundos, minutos, horas, dias e anos. Pelo contrário, os geólogos utilizam uma outra escala quando pensam em tempo geológico, em que as suas unidades são milhões de anos (Stanley, 1999).

O desenvolvimento de métodos para datação relativa e datação absoluta permitiu a obtenção de respostas para as seguintes questões: Quando é que determinado evento ocorreu? Com que ordem ocorreram determinados eventos? Com que velocidade ocorreram? Foi precisamente toda a revolução de conhecimentos relativamente à idade da Terra associada a acontecimentos geológicos que permitiram a elaboração de uma escala de tempo geológico com esta ideia temporal tão alargada (Erwin, 2006).

Segundo Gradstein (2004) a escala de tempo geológico mais actual integra informação que resulta de conhecimentos estratigráficos e geocronológicos. Estes conhecimentos acabaram com a ideia de uma Terra com poucos milhares de anos (Hawkesworth, 1992; Skinner & Porter, 2003; Gradstein et al., 2004).

O conhecimento da idade das rochas, relativa ou absoluta, assim como o estudo do seu conteúdo fóssilífero e a presença de marcadores químicos e físicos teve como consequência o ordenamento e consequente divisão do tempo geológico em grandes intervalos. Os autores da escala de tempo geológico actual (GTS2006 – ver anexo) basearam-se, por exemplo, em alterações do campo magnético da Terra, horizontes índice como as cinzas vulcânicas, extinção de espécies, variações isotópicas, variações geoquímicas da água dos oceanos, ciclicidade orbital (alterações climáticas induzidas por alterações orbitais) e correlações biostratigráficas (Gradstein et al., 2004; Erwin, 2006).

As unidades do tempo geológico utilizadas internacionalmente são as seguintes: Éone, Era, Período e Época. Um Éone é o maior intervalo de tempo e encontra-se dividido em Eras que por sua vez estão divididas em Períodos. Estes encontram-se divididos em Épocas.

A escala de tempo geológico compreende quatro Éones: Hadaico, Arcaico, Proterozóico e Fanerozóico. Os três primeiros perfazem 88 % da história da Terra, desde a origem até há 542 Ma (figura 2-9). Este intervalo temporal, designado informalmente de Pré-Câmbrico, compreende a

acrecção inicial, diferenciação do planeta (aproximadamente há 4.6 Ga) e todos os acontecimentos até ao surgimento de uma grande diversidade de seres multicelulares (aproximadamente há 542 Ma). Em virtude do escasso registo litológico, a escala de tempo para este período encontra-se incompleta e fragmentada (Gradstein et al., 2004).

Na figura 3-7 são representadas as subdivisões aceites actualmente para o Pré-Câmbrico e alguns eventos chave da evolução da Terra ocorridos neste intervalo de tempo. A intensidade dos impactos meteoríticos foi diminuindo exponencialmente (figura 3-7, curva verde) tendo ocorrido, próximo do final do Hadaico, o último grande bombardeamento (Gradstein et al., 2004).

O Éone Hadaico não reúne consenso quanto à sua inclusão na escala de tempo geológico. Aliás, na escala de tempo geológico GTS2004, este Éone aparece fundido com o Arcaico (entre aproximadamente 4.6 e 2.2 Ga). Para aqueles que o consideram como o Éone mais antigo (entre aproximadamente 4.6 e 4.0 Ga) engloba o intervalo de formação da Terra (acrecção) e sua diferenciação. Durante o intenso bombardeamento meteorítico ocorrido neste Éone formou-se a Lua, embora a sua origem ainda não seja perfeitamente clara. Várias hipóteses têm sido propostas para explicar o aparecimento deste satélite:

- Captura de um corpo celeste de uma órbita independente.
- Formação simultânea à da Terra como um sistema integrado de dois planetas.
- Formação devido à colisão entre a Terra e um planetesimal de grandes dimensões.

Actualmente admite-se que a Lua se formou há cerca de 4.5 Ga, passando a desempenhar um papel de escudo protector fundamental para a estabilização da Terra. Pensa-se que este satélite resultou do choque com a Terra de um corpo de dimensões semelhantes a Marte (figura 3-8), logo após a acreção inicial da Terra (McClendon, 1999; Gradstein et al., 2004; Burdige, 2006). A Lua não é apenas de origem terrestre pois formou-se com contribuição significativa do manto do corpo que colidiu com a Terra (Francis, 1992; Kaufmann & Comins, 1997; Lewis, 1997).

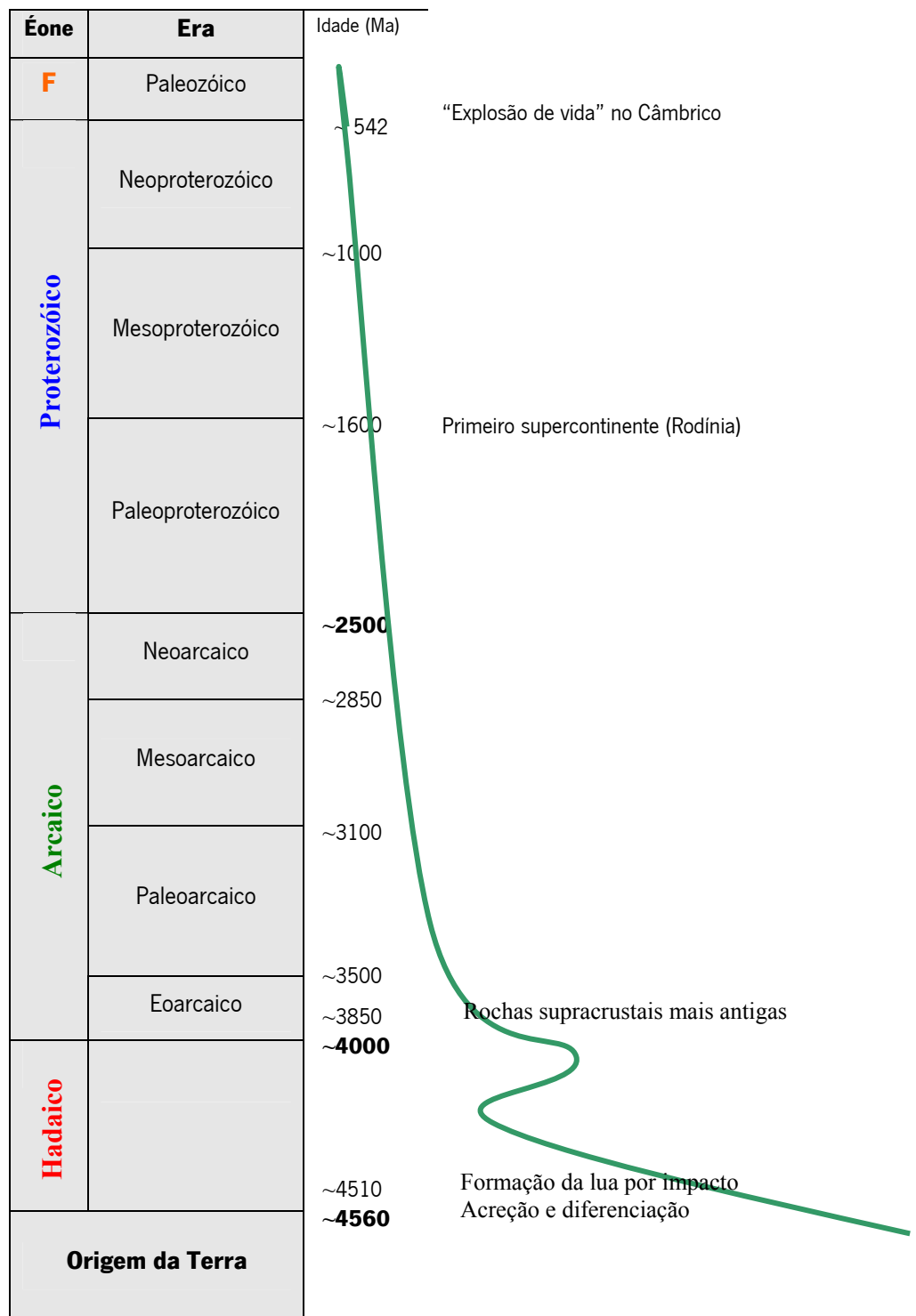


Figura 3-7 Proposta de uma divisão do Pré-câmbrico com alguns acontecimentos chave. A curva verde representa a intensidade dos impactos meteoríticos. F - Fanerozóico (adaptado de: Gradstein et al., 2004).

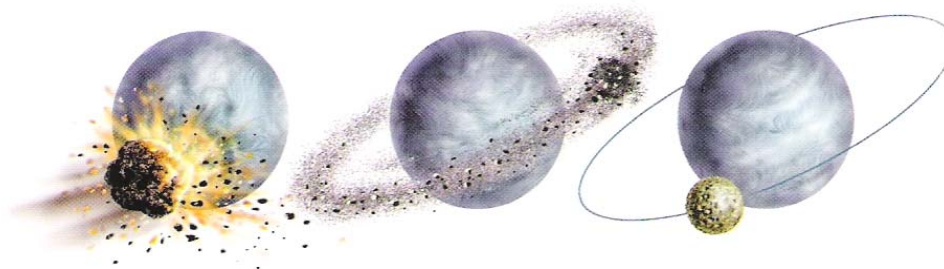


Figura 3-8 Formação da Lua por impacto de um corpo do tamanho de Marte (Burnham et al., 2003).

Segundo Tolstikhin & Hofmann (2005) este impacto de grande dimensão foi responsável pela génese da camada D'', localizada na interface manto/núcleo (ver o capítulo 2.4.3). Após o impacto gigante que originou a Lua, outros com intensidade semelhante devem ter fundido a crosta e o manto terrestre repetidamente. Mesmo após 500 Ma da sua formação, corpos de elevadas dimensões continuaram a colidir com a Terra, daí a raridade de rochas com idade superior a 3.5 Ga (Kaufmann & Comins, 1997).

Ao Hadaico, intervalo temporal no qual não é conhecida a existência de rochas, segue-se o Arcaico (entre aproximadamente 4.0 Ga e 2.5 Ga), ao qual pertencem as rochas mais antigas conhecidas no planeta. Algumas dessas rochas, com cerca de 3.5 Ga, contêm fósseis de microorganismos, o que indica a existência de vida neste Éone (Skinner & Porter, 2003).

Gradstein et al. (2004) considera que a transição do Arcaico para o Proterozóico tratou-se de um período de crescimento crustal. O Proterozóico (que significa vida inicial) é o Éone que se segue ao Arcaico, ao qual corresponde o intervalo de tempo compreendido entre 2.5 Ga e 542 Ma. Algumas rochas sedimentares do Proterozóico terminal, apesar de terem sido metamorfizadas, incluem evidências de organismos multicelulares sendo encontradas, por vezes, as partes duras preservadas, como é o caso da Fauna de Ediacara (Skinner & Porter, 2003; Bleeker, 2004; Gradstein et al., 2004; Barley et al., 2005).

O Fanerozóico é dividido em três grandes intervalos. São eles a Era Paleozóica (vida antiga), a Era Mesozóica (vida intermédia) e a Era Cenozóica (vida recente), cujos nomes reflectem o estado de desenvolvimento da vida nesse intervalo. A Era Paleozóica inclui o Câmbrio, o Ordovício, o Silúrico, o Devónico, o Carbónico e o Pérmico. A Era Mesozóica inclui o Triássico, o Jurássico e o Cretácico. A Era Cenozóica inclui o Paleogénico e o Neogénico, sendo os últimos 3.0 Ma denominados de Quaternário. Estas divisões são determinadas não só pelo conteúdo litológico das formações como também pelo seu conteúdo fossilífero. Aliás, grande parte dos limites é marcada

por grandes extinções (tabela 3-10), desaparecimento de espécies ou grupos de espécies (Skinner & Porter, 2003; Erwin, 2006).

Tabela 3-10 Síntese dos principais eventos ocorridos no Fanerozóico.

Éone	Eras	Períodos	Principais eventos
F A N E R O Z Ó I C O	Cenozóico	Neogénico	<i>Homo sapiens</i>
		Paleogénico	Hominídeos
			Diversificação dos mamíferos
	Mesozóico	Cretácico	Continentes praticamente separados; extinção em massa há 70 Ma (incluindo os dinossauros)
		Jurássico	Domínio dos dinossauros e outros répteis
		Triássico	Separação da Pangeia; diversificação dos répteis
	Paleozóico	Pérmico	Formação do supercontinente Pangeia; extinção em massa há 250 Ma
		Carbónico	Diversificação dos anfíbios; primeiros répteis
		Devónico	Diversificação dos peixes ósseos e plantas terrestres; extinção em massa há 360 Ma
		Silúrico	Primeiras plantas terrestres e insectos
		Ordovícico	Extinção em massa há 500 Ma
		Câmbrico	Diversificação dos seres vivos marinhos Diversificação dos organismos com exoesqueleto Divisão da Rodínia; massas continentais a baixa latitude.

4 Evolução da Geosfera, Atmosfera e Hidrosfera

A Terra é uma porção limitada do Universo que estabelece trocas de energia através das suas fronteiras. As trocas de matéria são, actualmente, bastante reduzidas e insignificantes quando comparados com a dimensão do planeta. Por esta razão a Terra é considerada um sistema fechado, subdividido em quatro subsistemas: geosfera, atmosfera, hidrosfera e biosfera. Estes subsistemas são sistemas abertos, estando em permanente interacção.

A geosfera é a parte sólida da Terra. É composta por rochas magmáticas, metamórficas e sedimentares, com idades, grau de consolidação e alteração variados. A atmosfera é constituída por diversos gases, incluindo oxigénio, azoto e o vapor de água que rodeiam o planeta e ocupam as cavidades e poros da geosfera. À hidrosfera pertence a água existente na Terra, no estado sólido (glaciares e neves) e no estado líquido (oceanos, rios, lagos, água subterrânea e água contida nos solos). A biosfera é o conjunto não só de todos os seres vivos, como também de toda a matéria orgânica que ainda não esteja em decomposição (Skinner & Porter, 2003).

A geosfera é a fonte primária a partir da qual a Terra evoluiu originando a atmosfera, a hidrosfera e a biosfera. É por este motivo que podemos afirmar que a geosfera constituiu o suporte para o aparecimento da Vida. Estes sistemas estavam e estão em interacção entre si evoluindo as suas características ao longo do tempo geológico.

Este capítulo será dedicado à evolução da geosfera, da hidrosfera e da atmosfera. Visto ser impossível uma dissociação dos quatro sistemas, será feita uma breve referência à biosfera cuja evolução inicial será tratada no capítulo 5.

O Pré-Câmbrico (4.6 Ga – 542 Ma) representa cerca de 88 % da história da Terra. As rochas que estão associadas a esse intervalo de tempo, apesar de existentes em todos os continentes actuais, constituem menos de 20 % do total de rochas expostas à superfície da Terra,

encontrando-se deformadas, metamorfizadas, meteorizadas e cobertas por rochas mais recentes (Stanley, 1999; Gradstein, 2004).

O tema deste capítulo, a evolução da geosfera, atmosfera e hidrosfera, será tratado em três subcapítulos, seguindo a divisão de tempo geológico:

- Éone Hadaico (4.6 – 4.0 Ga) e Éone Arcaico (4.0 – 2.5 Ga)
- Éone Proterozóico (2.5 Ga – 542 Ma)
- Éone Fanerozóico, Era Paleozóica (542 – 251 Ma)

4.1 Hadaico (4.6 – 4.0 Ga) e Arcaico (4.0 – 2.5 Ga)

Devido à escassez do registo geológico pertencente ao Hadaico e à difusa barreira que este Éone apresenta com o Arcaico, a abordagem será conjunta. O Arcaico encontra-se dividido em quatro Eras: o Eoarcaico, de 4.0 a 3.6 Ga; o Paleoarcaico, de 3.6 a 3.2 Ga; o Mesoarcaico, de 3.2 a 2.8 Ga e o Neoarcaico, de 2.8 a 2.5 Ga (Gradstein et al., 2004).

As informações sobre o Hadaico, indicadoras da existência de crosta durante este intervalo de tempo, resultam essencialmente de evidências indirectas (Lewis, 1997; Kamber et al., 2001):

- muitas rochas de idade arcaica são metamórficas o que significa que estas se formaram a partir de outras mais antigas;
- os Gnaisses de Acasta, no Canadá são datados de 3.96 Ga;
- presença de zircões datados de 4.4 Ga em rochas metasedimentares na Austrália.

Apesar da existência destas evidências, não são conhecidas rochas pertencentes ao Hadaico. Tudo leva a supor que existiu uma crosta primitiva que sofreu várias etapas de fusão e solidificação relacionadas com os processos de intenso bombardeamento meteorítico e vulcanismo, consequência do elevado calor interno do planeta (cerca de duas a três vezes superior à actual). Segundo alguns autores, como resultado destes fenómenos existiu um oceano magmático com cerca de 100 km de profundidade que por arrefecimento originou a crosta primitiva (Rubie et al., 2003).

O facto de não serem conhecidas rochas pertencentes ao Hadaico deve-se ainda à grande destruição que a superfície primitiva sofreu devido ao processo de fusão parcial (reciclagem dos materiais), metamorfismo e erosão ao longo da história da Terra.

Relativamente ao Arcaico as informações resultam essencialmente de evidências directas uma vez que o registo geológico está presente, ainda que escasso.

4.1.1 Mecanismos de formação e crescimento crustal

Formação da crosta

É possível que a parte superior do manto primitivo tenha resultado da solidificação do oceano magmático com composição básica a ultrabásica, sendo provável que a superfície da Terra tenha sido semelhante à da Lua. A Lua é um planeta secundário, geologicamente inactivo desde praticamente a sua formação e, como tal, mantém as suas características primitivas apresentando uma superfície rica em basaltos e anortositos (rochas ricas em plagioclase cálcica). Apesar de na Terra não existirem evidências da presença de anortositos na crosta primitiva, são frequentes as evidências basaltos nesta. Por este motivo, diversos autores consideram que a superfície terrestre primitiva pode ter sido semelhante à superfície lunar.

Da diferenciação do manto primitivo resultou o manto e a crosta terrestre. Apesar de se admitir que a crosta “oceânica” se tenha formado primeiro que a “continental”, análises isotópicas efectuadas a zircões detriticos em metaconglomerados do complexo de Neyerer (oeste australiano), revelam a existência de uma crosta sílica há cerca de 4.4 Ga (Mojzsis, 2001; Wilde, 2001, citado em Kamber et al., 2001).

Os dados isotópicos e geofísicos obtidos por Sharma & Pandit (2003) em rochas crustais do Arcaico de composição gnaissica revelam que:

- (i) a crosta arcaica continental era constituída por cerca de 80 % de tonalitos e por 20 % de rochas basálticas a intermédias;
- (ii) nas referidas rochas a quantidade de SiO_2 varia entre 60 a 75 %, MgO entre 0.5 e 2.5 % e a razão $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ tem valores inferiores a 1 %, o que indica a natureza sílica da crosta;
- (iii) A crosta superior era enriquecida em isótopos K, Th e U.

As características referidas, sugerem uma contribuição mantélica. Porém, estas rochas podem não ter resultado directamente a partir do material fundido do manto, apesar de diversas experiências demonstrarem que a composição basáltica é um requisito para a génese de rochas enriquecidas em sílica que ocupam os escudos continentais (Sharma & Pandit, 2003).

A existência de encraves de ortognaisses antigos com características máficas em vários terrenos do Arcaico leva os cientistas a postular a ideia de que a crosta primitiva deve ter tido uma composição máfica (Sharma & Pandit, 2003; Dickin, 2005). Inicialmente a crosta pode ter sido pouco espessa, instável e constituída essencialmente por rochas ígneas ultramáficas (com baixo teor em SiO_2 e ricas em Fe e Mg), resultantes da solidificação do magma, que podia atingir 1600 °C (Sharma & Pandit, 2003). Seria também uma crosta frequentemente fragmentada pela ascensão de magmas básicos e ultrabásicos originando-se numerosos riftes (Halliday, 2001; Marti & Ernst, 2005; Korenaga, 2006).

A existência de zircões com 4.4 Ga e de ortognaisses com 4.0 Ga leva a admitir a formação de uma crosta continental sílica durante o Hadaico. São vários os modelos propostos para a formação da crosta continental (Sharma & Pandit, 2003; Marti & Ernst, 2005).

- **Arcos vulcânicos**

Com base nos processos que ocorrem actualmente em arcos vulcânicos (zonas de subducção) do Japão e do bordo ocidental do continente americano, admite-se que as rochas da crosta continental do Hadaico/Arcaico de composição granítica se formaram a partir de rochas da crosta primitiva por processos análogos (Sharma & Pandit, 2003). É possível que os processos principais que originaram as rochas de composição sílica tenham estado associados à subducção e génese de arcos vulcânicos. Tal como actualmente acontece, neste enquadramento tectónico ocorre o crescimento de continentes, horizontal e vertical (Sharma & Pandit, 2003).

A fusão parcial da crosta basáltica primitiva ao nível de zonas de colisão/subducção, levou à formação de magmas de composição intermédia, que ascendendo na crosta originaram arcos insulares de composição andesítica (Summerfield, 1991; Marti & Ernst, 2005).

O posterior enriquecimento do magma em sílica foi consequência da fusão parcial dos andesitos. A solidificação destes magmas que se instalaram na crosta jovem permitiu a formação de uma crosta sílica (Stanley, 1999; Wicander & Monroe, 2000; Halliday, 2001).

Contudo, nos estudos efectuados na Islândia houve necessidade de serem admitidos outros processos para a formação da crosta continental (Sharma & Pandit, 2003).

- **Zonas de rifte e plumas mantélicas**

A Islândia é uma ilha resultante da actividade vulcânica do rifte situado na dorsal Médio-Atlântica associado a plumas térmicas/mantélicas (figura 4-1). Pequenos corpos félsicos, situados profundamente na crosta oceânica, sofrem fusão devido ao magma máfico que se move ao longo das falhas. O magma félsico resultante ascende até à superfície, ocasionando vulcanismo de composição félsica. O vulcanismo de natureza basáltica é o mais frequente mas, pelo menos 10 % da crosta de Islândia é félsica (Stanley, 1999). Este modelo sugere a existência de uma tectónica diferente da actual, caracterizada por pequenas e numerosas placas e a existência de riftes pouco extensos, aos quais estavam associados plumas mantélicas.

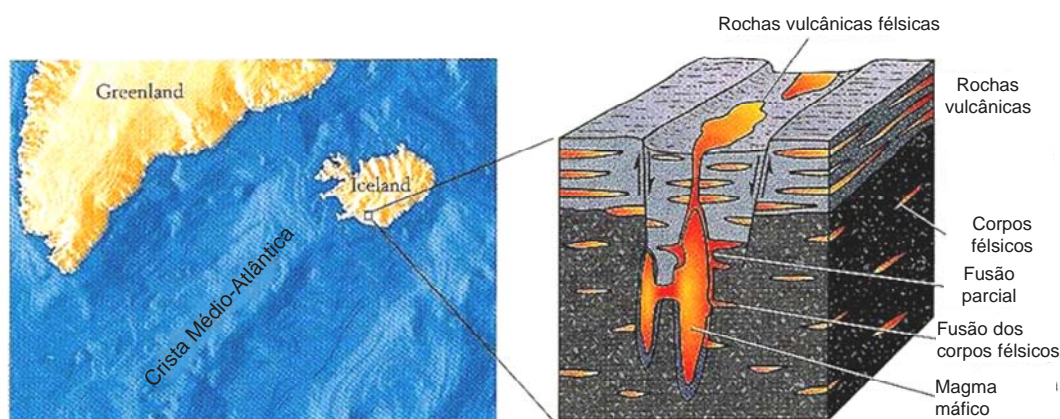


Figura 4-1 Origem de rochas vulcânicas félsicas na Islândia, que se situa sobre um *hot spot* na dorsal Médio-Atlântica (Stanley, 1999).

Protocontinentes semelhantes aos que ocorrem na Islândia existiram na Terra primitiva e começaram a crescer, após o surgimento dos processos de acreção nas zonas de colisão/subducção, com formação de arcos insulares e originando vários núcleos de minicontinentes de composição siálica no início do Arcaico (Wicander & Monroe, 2000).

Em suma, actualmente aceita-se que a crosta primitiva pode ter sido predominantemente de natureza basáltica e que a crosta de natureza granítica de baixa densidade surgiu mais tarde por

processos magmáticos ocorrentes em zonas de colisão, gerando arcos vulcânicos, e em zonas de rifte (Sharma & Pandit, 2003).

Crescimento crustal

Na tentativa de explicar o crescimento crustal foram propostos alguns modelos. O primeiro foi proposto por Fyfe, 1978; Armstrong, 1981; Dewey & Windley, 1981 e Reymer & Schubert, 1984, citados em Sharma & Pandit (2003) que, com base nos cálculos geotérmicos da Terra, defendiam que o actual volume de crosta continental se formou cedo na história da Terra, não tendo sofrido grande alteração, uma vez que as adições de material eram compensadas por subtracções equivalentes. Assim a reciclagem crustal pode ter sido um fenómeno importante. Os defensores deste modelo consideram que ocorreu, muito cedo na história da Terra, a diferenciação geoquímica da crosta, pois propuseram uma rápida formação da crosta continental no Hadaico e no início do Arcaico e um pequeno crescimento continental nos Éones posteriores (Sharma & Pandit, 2003).

Hurley & Rand, 1969 e Condie, 1998, citados em Sharma & Pandit (2003), com base nas idades geocronológicas obtidas pelos métodos Rb-Sr e U-Pb, consideram que o crescimento da crosta continental foi gradual desde a segunda metade do Arcaico até o presente. Segundo estes investigadores a distribuição das idades das rochas nos continentes reflectem o crescimento dos mesmos. Os continentes foram-se desenvolvendo progressivamente ao longo do tempo, a partir da acreção de materiais do manto (Sharma & Pandit, 2003).

Com base nas ideias de Hurley & Rand, muitos autores propuseram outros modelos de crescimento crustal, nos quais o volume da crosta continental foi aumentando ao longo do tempo, a partir da acreção de materiais mantélicos ao nível de pequenos e isolados arcos insulares/vulcânicos e/ou em zonas de rifte (Sharma & Pandit, 2003; Marti & Ernst, 2005).

Outros investigadores (Moorbath, 1977; O'Nions et al., 1979; Allègre, 1982 e McCulloch & Bennett, 1994) citados em Sharma & Pandit (2003) propuseram, com base na evolução isotópica do manto, que a crosta continental foi formada na sua maioria no Arcaico e houve crescimento gradual durante o Proterozóico e Fanerozóico. No entanto, para muitos autores (McCullon & Bennett, 1994; Stein & Hofmann, 1994; Davis, 1995; Peltier et al., 1997; Condie, 1995, 1998, 2000 e Rino et al., 2001, 2003, 2004) citados em Sharma & Pandit (2003) o crescimento foi episódico, tendo reconhecido, através de estudos geocronológicos, eventos de crescimento da crosta continental há 2700 Ma, 1900 Ma e 1200 Ma.

O rápido crescimento que se verificou após a formação da crosta silícea pode ser compreendido comparando com processos que ocorrem actualmente. Os movimentos convergentes das placas tectónicas com colisão e subducção permitiram não só a formação da crosta silícea como também a sua evolução (O'Nions, 1992; Dickin, 2005; Marti & Ernst, 2005).

Nas zonas de colisão e subducção, a crosta ultramáfica densa foi sendo destruída enquanto a crosta silícea, menos densa, foi preservada da subducção. A colisão (figura 4-2) entre os arcos vulcânicos, acompanhada de acreção de magmas de composição intermédia a ácida, contribuiu para a formação de cratões silíceos e posterior acreção, formando-se cratões cada vez maiores (O'Nions, 1992; Wicander & Monroe, 2000).

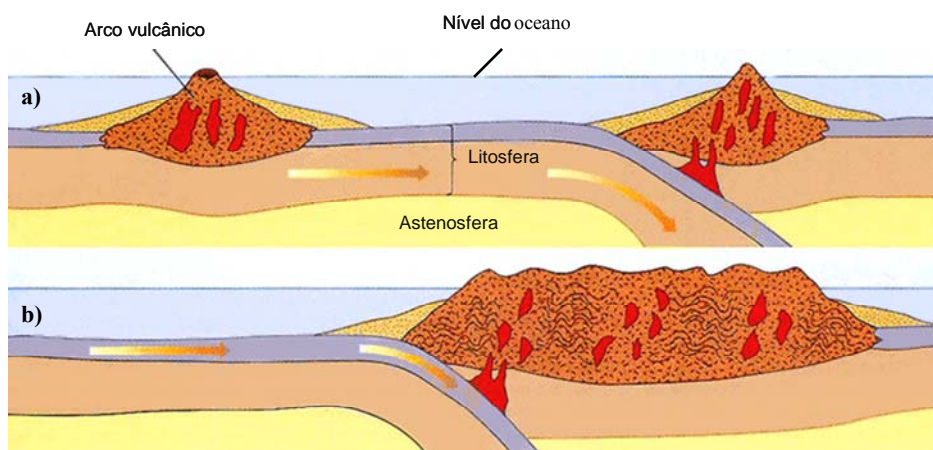


Figura 4-2 Origem e evolução da crosta continental silícea. Os arcos vulcânicos andesíticos resultantes da fusão parcial da crosta oceânica são intruídos por magma granítico (a). Como resultado do movimento convergente das placas tectónicas, os arcos vulcânicos colidem (b) e formam unidades crustais de características continentais de maiores dimensões, os cratões (Wicander & Monroe, 2000).

4.1.2 Desenvolvimento dos cratões arcaicos

Todos os continentes actuais apresentam escudos Pré-Câmbricos, que são vastas áreas de rochas expostas de idade arcaica e proterozóica. Em continuidade com os escudos existem grandes plataformas de rochas de idade pré-câmbria cobertas por rochas mais recentes do Fanerozóico. Ao conjunto dos escudos e das plataformas é dado o nome de cratão.

Os cratões ocorrem na maioria dos continentes actuais. Apesar da instabilidade manifestada devido à intensa actividade tectónica, os cratões situam-se actualmente nas zonas

tectonicamente estáveis dos continentes actuais, sobre as quais os sedimentos do Fanerozóico se depositaram (Wicander & Monroe, 2000). No início do Arcaico, ter-se-ão formado pequenos núcleos/cratões de natureza siálica. Como as rochas com mais de 3.0 Ga são reduzidas em comparação com rochas de idade 3.0 Ga a 2.5 Ga, pensa-se que neste último intervalo de tempo e na transição para o Proterozóico ocorreu um rápido crescimento crustal (Dickin, 2005).

Ao longo do tempo a crosta arcaica foi sendo substituída por crosta mais jovem. O que resta do Arcaico representa apenas 7 % da crosta continental moderna (figura 4-3), o que corresponde a cerca de 7 milhões de km² dos continentes expostos (Stanley, 1999; Bleeker, 2002; Jelsma & Dirks, 2002). No entanto, estima-se que o seu contributo, em massa, para a crosta continental, é de cerca 10 – 20 %, uma vez que uma parte se encontra coberta por rochas mais jovens (Bleeker, 2002, 2004).



Figura 4-3 Mapa com a localização de províncias arcaicas (Luais & Hawkesworth, 2002).

Como se pode verificar na figura 4-3, a crosta continental arcaica encontra-se muito fragmentada, 35 fragmentos, em todos os continentes actuais. À excepção de alguns fragmentos de maiores dimensões, como o Cartão Superior do Escudo Canadano, os restantes são

demasiadamente pequenos para preservar os padrões tectónicos verificados na altura (Bleeker, 2002). Contudo, pensa-se que devido à elevada temperatura do planeta, o fluxo geotérmico tenha sido elevado e, como tal, as zonas de subducção e rifte tenham sido mais numerosas. As placas tectónicas eram mais pequenas do que as actuais e movimentavam-se a maior velocidade. Só após abrandamento considerável na dinâmica interna e respectiva tectónica associada é que os (mini)continentes começaram a aumentar de dimensão (O'Nions, 1997; Stanley, 1999; Bleeker, 2002).

O fragmento de crosta arcaica que se encontra melhor preservado e exposto é o Escudo Slave, com uma vasta área, pertencente ao Cratão Canadiano, no Canadá (Bleeker, 2002). Embora os escudos apresentem rochas sedimentares, eles consistem principalmente em rochas cristalinas, ígneas e metamórficas (Stanley, 1999; Bleeker, 2002). No Escudo Slave encontram-se rochas do Arcaico e do Proterozóico, incluindo escoadas de lava, rochas sedimentares variadas e equivalentes metamórficos destas (Wicander & Monroe, 2000).

No interior do escudo Canadiano é possível distinguir-se inúmeros cratões mais pequenos, aumentando a idade das rochas para o interior. Pensa-se que estes possam ter sido subunidades, ou seja, minicontinentes independentes que se juntaram numa grande unidade cratónica (Wicander & Monroe, 2000). A união destes pequenos cratões ocorreu entre 3.0 e 2.5 Ga, ou seja, entre o fim do Arcaico e o início do Proterozóico (Stanley, 1999).

Tectónica no Arcaico

A existência de deformações causadas por colisões entre cratões constitui um indício da existência de tectónica durante o Arcaico. Um outro argumento a favor é o rápido crescimento crustal verificado entre 3.0 Ga 2.5 Ga . Aceitando o modelo de desenvolvimento crustal baseado na colisão de arcos vulcânicos, os continentes do arcaico devem ter crescido por acreção em limites convergentes de placas tectónicas (Wicander & Monroe, 2000; Korenaga, 2006).

4.1.3 Rochas arcaicas

As rochas formadas durante o Arcaico apresentam composição média diferente das rochas mais recentes. São essencialmente rochas vulcânicas máficas e ultramáficas, produzidas na dependência de arcos vulcânicos, e rochas sedimentares de cor escura, resultantes da erosão das

rochas máficas. Estas rochas máficas e sedimentares encontram-se frequentemente metamorfizadas. As rochas arcaicas são essencialmente de dois tipos de ocorrência: os Greenstone Belts e os complexos granítico-gnaíssicos, estes os mais abundantes (Bleeker, 2002).

Os gnaisses de Acasta, de idade aproximada 4.0 – 3.6 Ga são as rochas mais antigas preservadas e fazem parte do complexo gnaíssico da base do Cratão Slave, na Gronelândia (Bleeker, 2002). Seguem-se as rochas de idades compreendidas entre 3.9 e 3.7 Ga são encontradas em Greenstone Belt de Isua, no sudoeste da Gronelândia. Contudo, o Greenstone Belt melhor preservado é o que se encontra na África do Sul, datado de 3.6 Ga. Na América do Norte os Greenstone Belts, mais comuns no Cratão Superior e no Cratão Slave do Escudo Canadiano, formaram-se entre 2.7 e 2.5 Ga (Faure, 2001; Bleeker, 2002; Ehrenfreund et al., 2004).

Existem ainda rochas vulcano-sedimentares antigas bem preservadas em Coonterunah (3515 Ma \pm 2 Ma) e Warrawoona (3490 Ma a 3330 Ma), ambos pertencentes ao Cratão Pilbara, na Austrália (Bleeker, 2002; James & Fouch, 2002). As rochas de idades superiores a 3.0 Ga, principalmente entre 3.1 e 3.0 Ga, são mais abundantes e o registo litológico encontra-se bem representado na maioria dos cratões arcaicos. Pelo contrário, a ocorrência de rochas com idade superior a 3.5 Ga é rara (Bleeker, 2002; Van Kranendonk, 2006).

Devido à sua abundância, será dada particular atenção aos Greenstone Belts.

Constituição dos Greenstone Belts (GSB)

Os Greenstone Belts (GSB) são complexos vulcano-sedimentares, constituídos por três unidades (figura 4-4a): as unidades inferior e intermédia, essencialmente formadas por rochas vulcânicas de composição máfica a ultramáfica, e a unidade superior formada na sua maioria por rochas sedimentares (Wicander & Monroe, 2000; Faure, 2001).

A maioria dos GSB estão deformados, apresentam uma estrutura sinclinal e são intruídos por magmas graníticos (figura 4-4b). Frequentemente são complexos de rochas dobradas e afectados por falhas inversas. O nome greenstone (rocha verde) deriva do facto das suas rochas vulcânicas apresentarem uma coloração esverdeada devido à presença de clorite, que se formou durante o metamorfismo de baixo grau (Faure, 2001).

A presença de lavas em almofada indica que grande parte do vulcanismo responsável pelas rochas ígneas foi submarino (figura 4-4c). A presença de lavas ultramáficas, raras em rochas do Proterozóico e Fanerozóico, indica a existência de magma com temperatura de cerca 1600 °C.

Actualmente o valor mais elevado encontrado foi de 1350 °C em basaltos havaianos. Isto leva a supor que a temperatura do manto pode ter sido cerca de 300 °C mais elevada, e que magmas ultramáficos ascenderam até à superfície do planeta. A partir do momento em que diminuiu a produção de calor, a Terra ficou mais fria e como tal, as lavas ultramáficas deixaram de ascender à superfície (Faure, 2001).

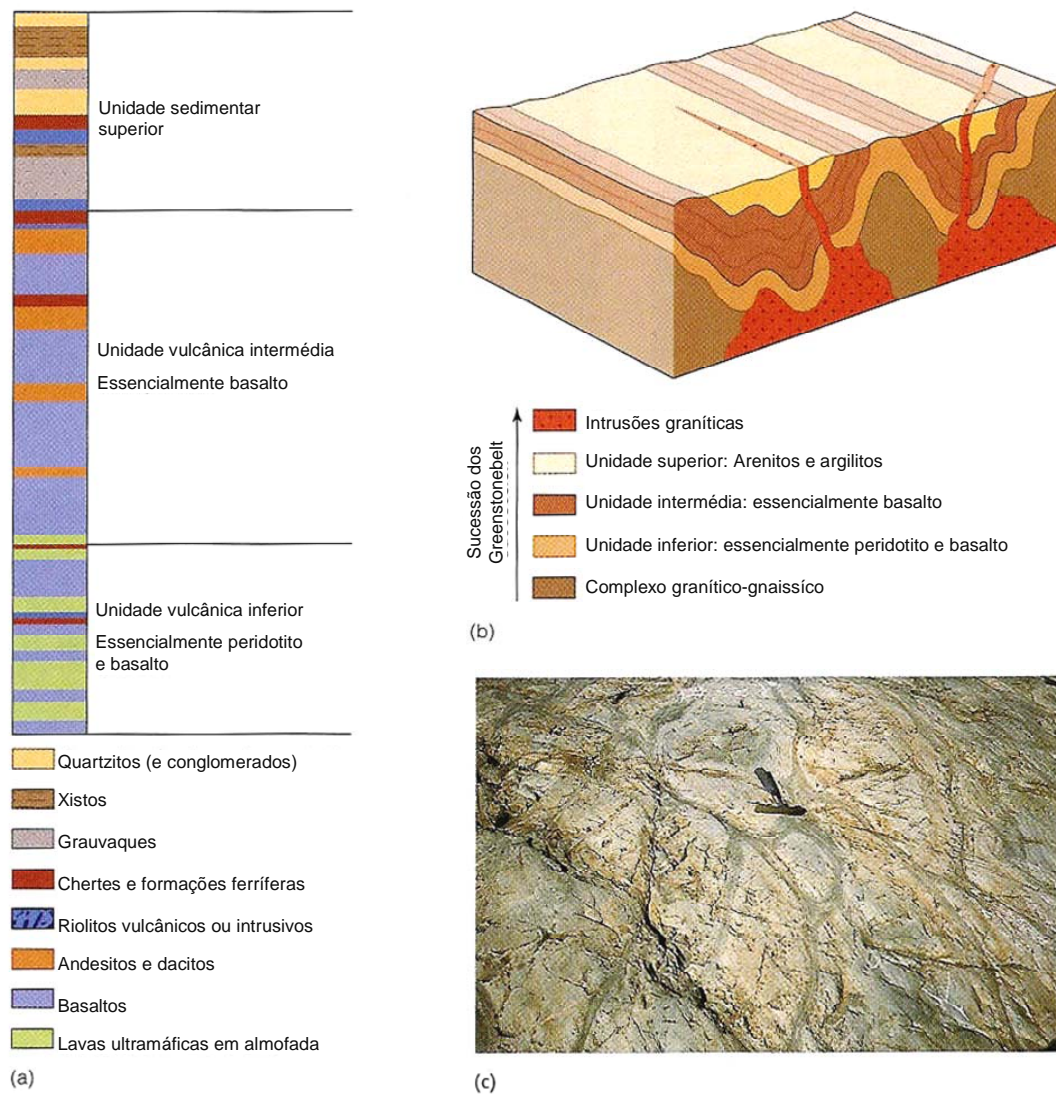


Figura 4-4 (a) Coluna estratigráfica e respectiva legenda de um GSB. Os GSB com idades superiores a 2.8 Ga apresentam uma unidade ultramáfica sob a unidade basáltica. (b) GSB adjacentes dobrados em estrutura sinclinal e sua relação com complexos granítico-gnaissícos. (c) Lavas em almofada da unidade inferior, que indicam erupção submarina (Wicander & Monroe, 2000).

Na unidade superior encontram-se as rochas sedimentares sendo mais frequentes para o topo da sequência. Estas resultaram da erosão das rochas vulcânicas máficas e ultramáficas (Baker, 2005). As mais frequentes são os grauvaques, cujos clastos de maiores dimensões são fragmentos de rochas vulcânicas, e os argilitos. A ocorrência de quartzarenitos no topo da sequência indica ambientes de transição, pouco profundos, no final do Arcaico (Tomlinson, 2004). Para além das rochas referidas a unidade superior apresenta também outras litologias: conglomerados; chertes; rochas carbonatadas e rochas feríferas designadas por Formações de ferro bandado (BIF). Os conglomerados apresentam estruturas de escorregamento do tipo “slumps” o que revela a existência de fortes declives na transição continente-oceano. A ocorrência escassa de chertes e de rochas carbonatadas (que se formam em ambiente das zonas de plataforma continental estável pouco profunda) juntamente com os “slumps” indica a existência de pequenos protocontinentes e ausência de plataforma desenvolvida no Arcaico (Wicander & Monroe, 2000; Tomlinson, 2004).

Evolução dos Greenstone Belts (GSB)

Existem dois modelos propostos para a evolução dos GSB e ambos admitem que o desenvolvimento destes seja resultante dos movimentos tectónicos durante o Arcaico. Um dos modelos relaciona-se com a existência de bacias de arco interno enquanto que o outro modelo baseia-se em processos de rifting continental.

- Modelo de bacias de arco interno - *Back-arc margin basin*

Neste modelo distinguem-se três fases: a fase distensiva; a fase compressiva com deformação (estrutura sinclinal) e metamorfismo; e intrusão de magmas graníticos (figura 4-5).

A primeira fase é distensiva, gerando-se abertura da bacia de arco interno na sequência da colisão/subducção entre a crosta continental e a crosta oceânica. Como consequência deste fenómeno, a crosta oceânica subductada funde originando magma de composição andesítica que ascendeu na crosta e ocupam a bacia, juntamente com sedimentos provenientes do continente. Segue-se a fase de compressão e fecho da bacia durante a qual o GSB é deformado e metamorfozido, adquirindo a estrutura de um sinclinal, com posterior intrusão por magmas graníticos (Condie, 1997; Wicander & Monroe, 2000).

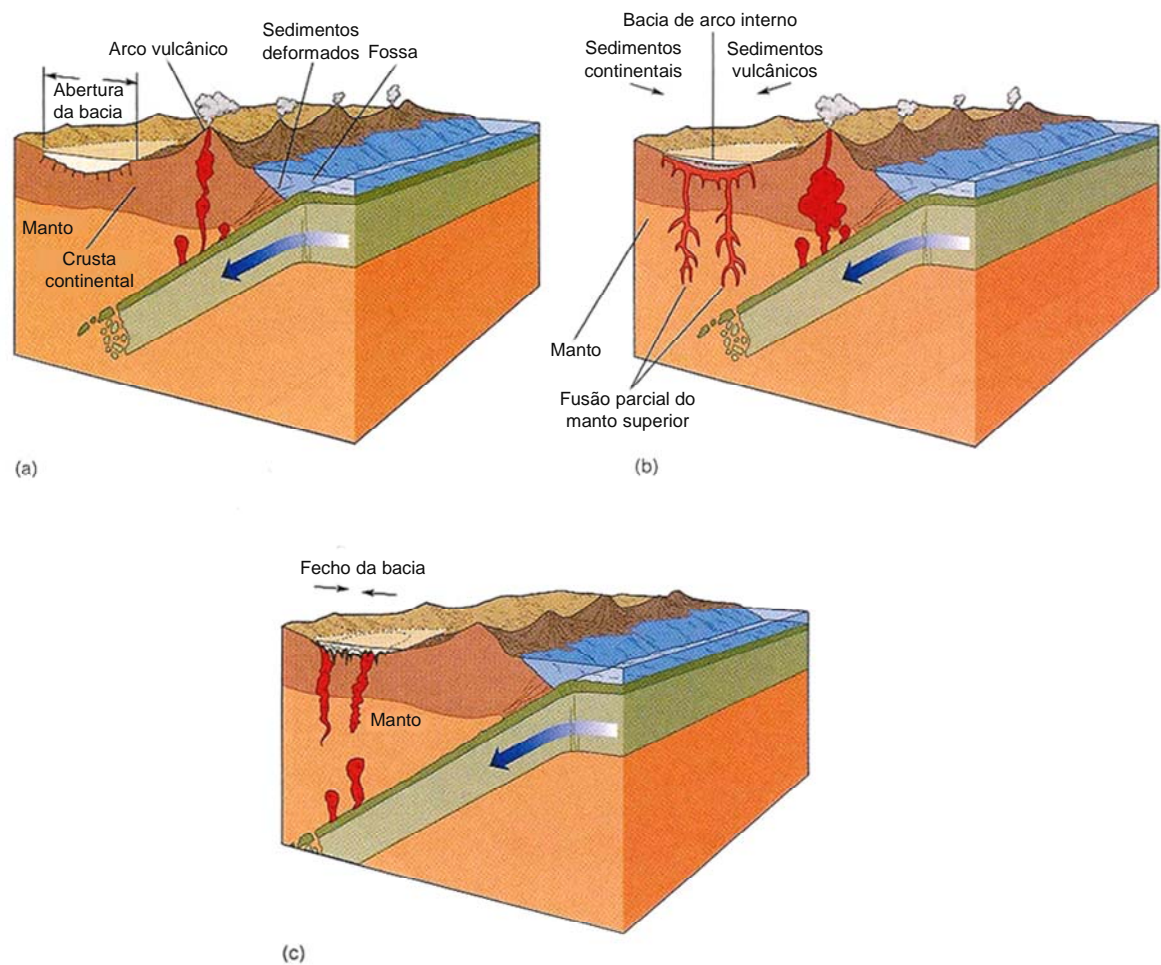


Figura 4-5 Formação de GSB segundo o modelo de bacias de arco interno. (a) Distensão entre o continente e o arco vulcânico origina uma bacia de arco interno. A fusão parcial da crosta oceânica subductada origina magmas andesítico e diorítico. (b) Lavas e sedimentos derivados do continente e do arco vulcânico ocupam a bacia. (c) Compressão e fecho da bacia com deformação dos materiais ali depositados. O GSB adquire uma estrutura sinclinal e é intruído por magmas graníticos (Wicander & Monroe, 2000).

- Modelo de Rifting intracontinental

Este modelo assume a pré-existência de uma crosta e requer a ascensão de plumas mantélicas (figura 4-6). À medida que as plumas ascendem são criadas tensões que levam à fracturação intracontinental. A pluma alimenta as unidades vulcânicas (unidade inferior e intermédia) e a camada mais superior é preenchida por sedimentos resultantes da erosão.

Posteriormente ocorre subsidência, deformação, metamorfismo de baixo grau e plutonismo (Wicander & Monroe, 2000).

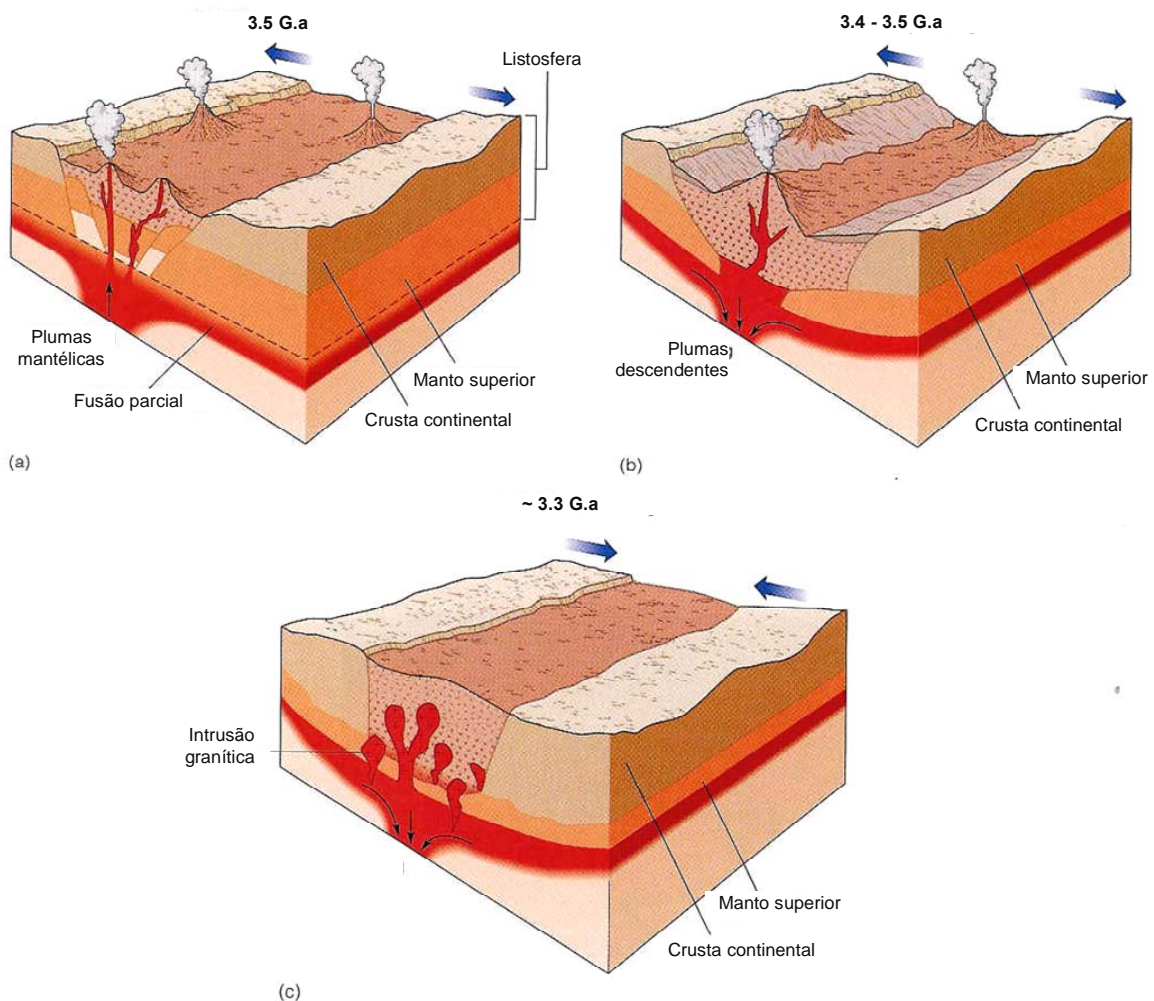


Figura 4-6 Formação de GSB segundo o modelo de rifting intracontinental. (a) Ascensão da pluma mantélica causa rifting e vulcanismo. (b) Ascensão cessa, ocorre subsidência originando uma bacia onde se acumulam sedimentos. (c) A inversão do sentido do movimento das placas tectônicas para convergente origina compressão e deformação, com intrusão de magmas graníticos (Wicander & Monroe, 2000).

O modelo de rifting intracontinental explica melhor a existência de lavas ultramáficas (provenientes das plumas mantélicas) no nível inferior dos GSB do que o modelo das bacias de arco interno. Neste último o magma resultante das zonas de subducção é frequentemente andesítico. O segundo modelo explica também as variações de dimensão dos GSB, que estão relacionadas com a extensão da abertura do rifte. Desta forma, para os GSB com rochas ultramáficas abundantes o melhor modelo é o de rifte intracontinental (Wicander & Monroe, 2000). Para aqueles que têm

maior abundância de andesitos o modelo que melhor explica a sua formação é o de bacias de arco interno (Wicander & Monroe, 2000).

4.1.4 Formação e evolução da atmosfera e da hidrosfera

Apesar das ideias relativas à composição da atmosfera inicial terem evoluído significativamente nos últimos anos, permanecem ainda muitas incertezas quanto à origem e constituição. Contudo, tendo em conta os fenómenos que lhe deram origem (vulcanismo e impacto de cometas), parece haver acordo relativamente às suas características redutoras, onde predominavam gases como CO_2 , CO , H_2O , He , CH_4 , NH_3 e N_2 . Imediatamente a seguir à água, o dióxido de carbono era o volátil mais abundante à superfície do planeta. O hidrogénio entretanto formado escapou para o espaço (Cockell & Blaustein, 2001; Hewitt & Jackson, 2003; Kharecha et al., 2005).

Foi no Arcaico que teve início o aumento do teor de oxigénio livre devido a dois processos: primeiro, a dissociação fotoquímica do vapor de água e mais tarde a fotossíntese (Barley et al., 2005). No primeiro processo o vapor de água é dissociado pela radiação ultravioleta nas camadas mais altas da atmosfera. Deste processo resultou menos do que 2 % do oxigénio livre existente actualmente, contudo, este permaneceu sob a forma de O_2 por pouco tempo pois foi consumido na produção de ozono (O_3). Rasmussen & Buick (1999) consideram que de facto, a atmosfera continha muito pouco ou nenhum O_2 , à semelhança do que aparentemente ocorria nos oceanos (Ohmoto, 2001; Holland, 2003; Frimmel, 2005).

O ozono acumulou-se na atmosfera formando uma camada, sendo um condicionante à produção de mais oxigénio livre por dissociação da água, porque a referida camada funciona como uma barreira natural contra a radiação ultravioleta (Cockell & Blaustein, 2001)

O processo que mais contribuiu e continua a contribuir para a presença de oxigénio livre na atmosfera é a fotossíntese (Cockell & Blaustein, 2001; Knopp et al., 2004; Kharecha et al., 2005). Durante a fotossíntese ocorre formação de moléculas orgânicas (alimento para os seres fotossintéticos) por combinação do dióxido de carbono com a água. Como produto desta reacção, para além das moléculas orgânicas, também é libertado oxigénio que inicialmente foi retido pela geosfera e pela hidrosfera, por combinação com outros elementos (Cockell & Blaustein, 2001; Raven & Johnson, 2004). Como resultado do processo de fotossíntese, o aumento do oxigénio

atmosférico é acompanhado de uma diminuição do teor de dióxido de carbono, (figura 4-7). Na figura 4-7 não surge uma representação do teor de oxigénio livre no Arcaico pois pensa-se que no final deste Éone existia em quantidades inferiores a 1 % do oxigénio actual (que perfaz cerca de 20.95 % por volume). A diminuição do CO₂ conduziu também a uma diminuição do intenso efeito de estufa que até então se verificava (Ohmoto, 2001; Marty & Dauphas, 2002).

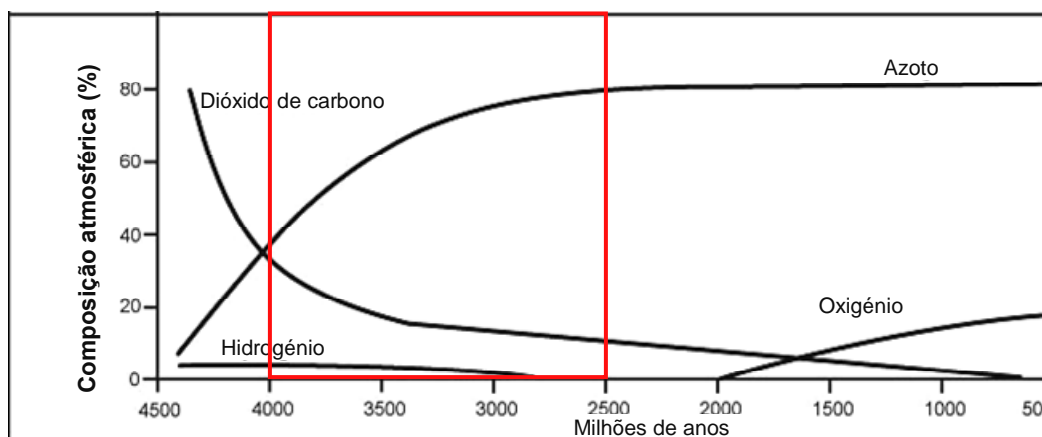


Figura 4-7 Variações da atmosfera terrestre (adaptado de: Scotese, 2003).

No entanto, comparativamente com outros gases (figura 4-7) o aumento da concentração de azoto na atmosfera foi muito anterior à do oxigénio. A origem do azoto deve ter sido essencialmente vulcânica, pois os fenómenos de vulcanismo foram muito frequentes no início da formação do planeta. Contudo, esta não foi a única fonte de azoto. Também foi produzido por dissociação do amoníaco (NH₃). O hidrogénio resultante pode ter escapado para o espaço ou então combinado para formar água (Stanley, 1999 e Skinner & Porter, 2003). O N₂, em virtude da sua baixa solubilidade permaneceu na atmosfera ao contrário de outros gases que se dissolveram. Por esta razão, a sua concentração nos oceanos é tão baixa, ao contrário do que se passa com os restantes gases, O₂ e CO₂ (Andrews et al., 1996).

Evidências geológicas da presença de oxigénio livre

A distribuição das Formações de ferro bandado (BIF) ao longo do tempo (figura 3-8) teve um aumento no intervalo entre 3.5 Ga a 1.9 Ga. Estas rochas de idade Pré-Câmbrica mais

abundantes no Proterozóico do que no Arcaico reflectem o ligeiro aumento da concentração do oxigénio atmosférico antes de 2.0 Ga (Ohmoto, 2001).

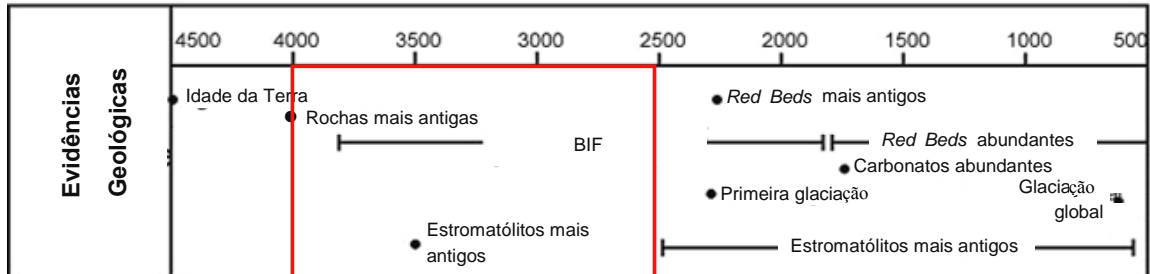


Figura 4-8 Eventos/indícios geológicos da história da Terra (adaptado de: Scotese, 2003).

O termo “Banded” refere-se à alternância de camadas que apresentam sílica (chertes) com minerais de ferro que foram depositados em ambientes marinhos. O ferro presente nestas formações apresenta-se essencialmente sob a forma de óxidos de ferro como a hematite (Fe_2O_3) e a magnetite (Fe_3O_4), mas também sob a forma de silicatos de ferro, carbonatos de ferro e sulfureto de ferro (Ohmoto, 2001; Knopp et al., 2004).

Foi no Proterozóico, no intervalo de tempo entre 2.5 e 2.0 Ga, que se formaram cerca de 92 % da totalidade dos BIF. No Proterozóico terminal, 1.0 – 0.5 Ga, apenas se formou cerca de 2 %. Contudo, no Arcaico, entre 3.5 – 3.0, formou-se cerca de 6 % (Wicander & Monroe, 2000).

O ferro é altamente reactivo e na presença de oxigénio origina óxidos pouco solúveis em água. Como a atmosfera no Arcaico era deficiente em oxigénio, a precipitação do ferro dissolvido e da sílica não foi tão rápida, como aconteceu quando a quantidade de oxigénio livre aumentou no Proterozóico. Por esta razão, apenas se formaram cerca de 6 % da totalidade de BIF existentes na Terra (Wicander & Monroe, 2000).

As principais fontes de Fe e Si devem ter sido o vulcanismo e hidrotermalismo submarinos e a meteorização de rochas em ambientes continentais. Para além do CO_2 e O_2 dissolvidos, os oceanos apresentavam outros elementos químicos resultantes dos referidos processos.

Existem dois tipos de Formações de ferro bandado, as formações do tipo Algoma e as formações do tipo Superior. As formações do tipo Algoma são mais antigas (Arcaico) e de extensão mais reduzida, tendo o Fe e o Si provindo de vulcanismo submarino. As formações do tipo Superior ocupam áreas extensas e são mais recentes (Proterozóico), tendo sido formadas em plataformas

marinhas estáveis pouco profundas, em que o Fe e o Si resultaram essencialmente da meteorização das rochas dos continentes.

Os tipos de rochas que constituem as formações de ferro bandado revelam que a atmosfera do Arcaico era pobre em O₂, permitindo que o ferro pudesse ser transportado até aos oceanos sob a forma de Fe²⁺, facto que não acontece actualmente (Stanley, 1999; Ohmoto, 2001; Holland, 2003).

Evidências geológicas da presença de água

Como já havia sido referido, no início a Terra pode ter estado coberta por um oceano magmático, que arrefeceu rapidamente após os processos de acreção terem terminado, com formação da crosta primitiva. Apesar de actualmente não serem conhecidas rochas de idade superior a 4.0 Ga foram encontradas, no oeste Australiano, rochas quartzíticas contendo zircões com 4.4 Ga (Bowring & Williams, 2001; Kamber et al., 2001; Holland, 2003; Valley et al., 2005).

Estes zircões encontrados revelam que a composição isotópica de ¹⁸O era significativamente mais elevada do que em zircões que cristalizaram directamente a partir de magmas mantélicos, o que sugere a presença de água no estado líquido no Hadaico (Mojzsis et al., 2001; Peck et al., 2001 citado em Kamber et al., 2001). A explicação mais provável para esta diferença é a de que o magma a partir do qual os zircões cristalizaram apresentava um enriquecimento em ¹⁸O. Este enriquecimento pode ser explicado pelo fraccionamento isotópico do O₂ que leva ao aumento de ¹⁸O na água do mar, devido, por exemplo, ao fenómeno de evaporação, responsável pela diminuição do ¹⁶O (mais leve) e aumento dos valores de ¹⁸O (mais pesado) na água do mar. Os minerais de argila destes ambientes e por efeito da interacção com a água do mar ficam enriquecidos em ¹⁸O (Holland, 2003; Valley et al., 2005). As estruturas sedimentares e os sedimentos de origem química identificados na sequência de Isua, indicam a existência de água no estado líquido na Terra há 3.8 Ga (Holland & Kasting, 1992).

As evidências descritas provam a presença de água na superfície terrestre, em quantidade significativa, a existência dum ciclo hidrológico activo e de crosta primitiva no Hadaico ou início do Arcaico (Holland & Kasting, 1992; Holland, 2003; Valley et al., 2005).

Holland (2003) considera que actualmente, muito pouco pode ser dito com um elevado grau de certeza sobre a composição dos oceanos no Hadaico. Contudo, não terá sido muito diferente dos oceanos existentes no início do Arcaico.

Na fase inicial da Terra a água praticamente não continha sais pois era proveniente do vapor de água que os cometas e a degasificação do planeta libertavam. Os sais, ainda em quantidade diminuta, eram trazidos para o oceano primitivo pelos rios e ventos que transportavam os produtos da meteorização e erosão das reduzidas áreas emersas (Andrews et al., 1996; Knauth, 1998; Burdige, 2006). Por este motivo a água do mar a água do mar apresentava características mais salinas do que as águas continentais.

Estudos recentes mostram que a salinidade se manteve aproximadamente constante desde o início da formação dos oceanos até à actualidade. Apenas num período mais inicial pode ter sido cerca de 1.5 a 2 vezes superior ao valor actual de salinidade. Desde então, os sais têm precipitado sob a forma de minerais constituintes de rochas evaporíticas. Este tipo de rochas sedimentares são de origem química, resultantes da precipitação dos sais dissolvidos em meio aquático sujeito a intensa evaporação e reduzida recarga, por exemplo, bacias lagunares e lagos de água salgada. Por outro lado, os sais no ciclo hidrológico não são movidos para a atmosfera com o vapor de água. À semelhança do que acontece actualmente, o sódio (Na) e o cloro (Cl) sempre estiveram presentes em elevadas concentrações, razão pela qual a água do mar é salgada (Anbar & Knoll, 2002). Segundo Burdige (2006) a concentração dos sais tem-se mantido constante como consequência de uma igualdade de *inputs* e *outputs*.

Os voláteis, provenientes do vulcanismo, existentes em excesso na atmosfera, dissolveram-se nos oceanos e começaram a reagir com rochas ígneas básicas, o que pode ter causado uma subida do pH da água. Deste excesso de voláteis provenientes do vulcanismo resultaram ainda aniões (Cl^- , S^{2-} e HCO_3^-) e catiões, como produtos dos processos de meteorização das rochas, os quais também forneceram sais, aumentando o conteúdo salino do oceano primitivo. Na presença de um pH básico, os minerais carbonatados como a calcite (CaCO_3) e a dolomite ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) começaram a precipitar contribuindo para que muito do CO_2 existente na atmosfera ficasse aprisionado nas rochas carbonatadas (Burdige, 2006).

Apesar de num período inicial os oceanos terem apresentado valores de temperatura, salinidade e pH ligeiramente mais elevados, posteriormente diminuíram até atingirem valores aproximadamente constantes, semelhantes aos que se verificam actualmente.

4.1.5 Principais eventos

Durante o intervalo de tempo relativo aos 2 Ga iniciais, ou seja entre 4.6 Ga e 2.5 Ga, desde o Hadaico ao Arcaico, ocorreram muitos eventos, desde astronómicos a geológicos, dos quais são listados os principais na tabela 4-1.

Tabela 4-1 Principais eventos ocorridos no Hadaico e no Arcaico.

<i>Hadaico (4.6 - 4.0 Ga) - Arcaico (4.0 – 2.5 Ga)</i>
Contração da nébula solar
Colapso da nébula Solar
Formação do Sol primitivo
Formação dos primeiros planetesimais
Intensa actividade solar
Acreção dos planetesimais
Formação da Terra
Intenso bombardeamento meteorítico/ Formação da Lua
Diferenciação do interior da Terra
Origem da atmosfera essencialmente por desgasificação
Origem dos oceanos
Estabilização da crosta e surgimento de processos tectónicos
Diferenciação da crosta félsica
Formação de cratões
Acreção de cratões

4.2 Proterozóico (2.5 Ga – 542 Ma)

Ao Arcaico sucede-se o Proterozóico que, segundo a última proposta da escala de tempo geológico GTS2004 (Gradstein et al., 2004), é o intervalo temporal compreendido entre 2.5 Ga e 542 Ma. Este Éone é vulgarmente dividido em três Eras: o Paleoproterozóico, de 2.5 Ga a 1.6 Ga; o Mesoproterozóico, de 1.6 Ga a 1.0 Ga e o Neoproterozóico, de 1.0 Ga a 542 Ma.

O nome Proterozóico está intimamente relacionado com o conceito de vida inicial, pois as rochas do Proterozóico incluem evidências de organismos multicelulares onde, por vezes, são encontradas partes duras preservadas (Skinner & Porter, 2003; Gradstein et al., 2004).

O limite Arcaico/Proterozóico nem sempre está bem delimitado. Em determinadas situações, os processos iniciados no Arcaico têm continuidade no Proterozóico. Por esta razão, a abordagem que será feita do Proterozóico incluirá, em diversas situações, referências ao intervalo de tempo do Arcaico.

Principais diferenças em relação ao Arcaico

A principal diferença verificada na transição do Arcaico para o Proterozóico reside no estilo de evolução crustal. No Arcaico os processos crustais envolviam essencialmente a produção de GSB e complexos granítico-gnaíssicos, os quais diminuíram significativamente no Proterozóico. Também o estilo tectónico se alterou. No Arcaico a tectónica era essencialmente dominada por numerosos riftes, com placas de pequenas dimensões e plumas mantélicas, enquanto que no Proterozóico os processos tectónicos passaram a ser semelhantes aos actuais (Wicander & Monroe, 2000; Barley et al., 2005).

O Arcaico caracteriza-se pela existência de rochas metamorizadas e deformadas ao contrário das rochas do Proterozóico, menos metamorizadas e deformadas. No Proterozóico existe maior variedade de rochas sedimentares sendo estas raras no Arcaico (Wicander & Monroe, 2000).

4.2.1 Evolução crustal

Durante o Arcaico formaram-se os núcleos (protocontinentes) ao redor dos quais a crosta continental foi aumentando durante o Proterozóico (Wicander & Monroe, 2000). Foram precisamente os processos de colisão de cratões arcaicos e acreção de nova crosta continental nas margens dos novos cratões que permitiram o seu aumento. Estes acontecimentos geológicos tiveram efeito a formação de grandes massas continentais como a Laurentia, caracterizando-se este Éone por um rápido crescimento crustal relativamente ao Arcaico (Breuer, 1995; Stanley, 1999).

O crescimento dos cratões devido essencialmente à colisão com acreção cratónica em zonas de subducção, à semelhança dos processos tectónicos actuais, levou à redução do número de riftings intracontinentais (Stanley, 1999; Skinner & Porter, 2003; Gradstein et al., 2004).

Os processos orogénicos não só adicionam material aos novos continentes como também alteram a crosta preexistente por metamorfismo (Stanley, 1999). Durante o processo de crescimento dos continentes também pode ocorrer acreção por adição de magmas mantélicos (Albarède, 2003). O processo de crescimento crustal é frequentemente acompanhado de elevação de montanhas na zona de colisão (O'Nions, 1992; Stanley, 1999).

Na opinião de Albarède (2003) existem cinco idades “mágicas” caracterizadas por rápido crescimento crustal, tendo ocorrido aproximadamente há 600, 1100, 1800, 2700 e 3000 milhões de anos atrás (figura 4-9). Os valores obtidos pelas datações geocronológicas de rochas da crosta permitiram conhecer o modo como a crosta continental possivelmente cresceu. Estes revelam que a crosta não se formou continuamente mas sim em várias etapas (Albarède, 2003).

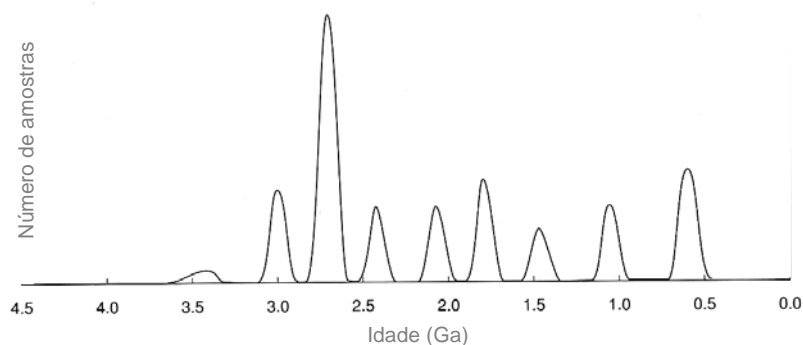


Figura 4-9 A distribuição de idades geocronológicas relativas a rochas da crosta indica que a crosta continental não se formou continuamente mas sim em etapas repetidas (Albarède, 2003).

O exemplo da Laurentia

Uma das massas continentais de maior dimensão que se formou no Proterozóico foi a Laurentia, que corresponde actualmente à maior parte do norte da América e Gronelândia.

Entre 2.0 Ga e 1.8 Ga (Paleoproterozóico) ocorreu o primeiro grande episódio de evolução da Laurentia. Durante este intervalo de tempo formaram-se várias cadeias montanhosas constituídas por rochas deformadas, muitas metamorfizadas e intruídas por rochas plutónicas. Os cratões arcaicos uniram-se precisamente ao longo destas cordilheiras, ou seja, foram suturados.

Há cerca de 1.8 Ga, grande parte do que hoje corresponde à Gronelândia, Canadá central e região centro-norte dos Estados Unidos da América formavam um grande cratão, a Laurentia (figura 4-10).

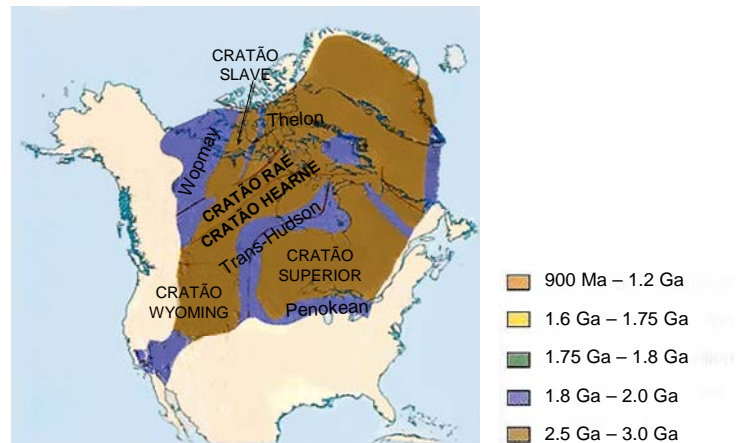


Figura 4-10 Evolução proterozóica da Laurentia. Os cratões arcaicos unidos ao longo de cadeias orogênicas (Wicander & Monroe, 2000).

Durante a suturação da Laurentia ocorreram diversas orogenias. Foram elas:

- Orogenia Thelon

Os orógenos formados resultaram da colisão entre o Cratão Slave e o Cratão Rae. O registro geológico indica subducção, plutonismo, vulcanismo, intensa deformação e metamorfismo regional (Wicander & Monroe, 2000).

- Orogenia Trans-Hudson

Resultou da colisão dos cratões Superior, Wyoming e Hearne (figura 4-10). O registro geológico sugere a existência de um rifting inicial, vulcanismo, sedimentação e formação da crosta oceânica. Posteriormente ocorreu o fecho da bacia oceânica, com formação na zona de subducção de arcos insulares, plutonismo granítico, deformação e metamorfismo regional. Nalgumas áreas ocorrem rochas sedimentares formadas durante o Proterozóico. São associações de arenitos, carbonatos e argilitos, típicas de margens continentais passivas (Wicander & Monroe, 2000).

- Orogenia Penokean

Esta orogenia acrescentou outro segmento à Laurentia. Não há consenso de ideias quanto aos processos tectónicos intervenientes nesta orogenia: uma das hipóteses é terem sido semelhantes aos da orogenia Trans-Hudson; a outra propõe ter sido por deformação intracratónica.

- Orogenia Yavapai e Mazatzal-Pecos

Após os episódios de colisão dos cratões arcaicos, que ocorreram entre 1.8 Ga e 1.6 Ga, ocorreu acreção considerável ao longo da margem sul da Laurentia. Pensa-se que o modelo de evolução orogénica incluiu uma fase extensiva e uma fase compressiva. Durante a fase distensiva formaram-se GSB nas bacias de arco interno e associações de arenitos, carbonatos e argilitos, na plataforma continental pouco profunda da margem sul (Wicander & Monroe, 2000).

Já no Mesoproterozóico, no intervalo de tempo entre 1.6 – 1.3 Ga não ocorreram grandes episódios de deformação e acreção e, como tal, a Laurentia não aumentou de tamanho. Contudo, verificou-se uma intensa actividade ígnea pós-orogénica (intrusiva e extrusiva), com produção de rochas básicas a ácidas (Barley et al., 2005).

No intervalo de tempo compreendido entre 1.3 Ga e 1.0 Ga ocorreu outro episódio de evolução da Laurentia, a orogenia Grenville, na costa Este dos EUA e constituiu mais uma etapa de seu crescimento (Stanley, 1999). As rochas que resultaram da intensa actividade ígnea e metamórfica deste episódio encontram-se bem expostas no Canadá (Stanley, 1999).

Durante a Orogenia Grenville a América do Norte colidiu com uma porção de crosta continental que, mais tarde, seria a parte norte da América do Sul, onde existe um sistema de montanhas (Apalaches) com a mesma idade da Orogenia Grenville (Stanley, 1999). Os geólogos consideram que esta orogenia pode ser explicada por:

- i) abertura e fecho de um oceano;
- ii) deformação intracontinental (intra-placa);
- iii) devido a cisalhamento.

A orogenia Grenville representa a fase final de acreção continental de idade proterozóica da Laurentia, em que cerca de 75 % da América do Norte já estava formada. Os restantes 25 % foram adicionados durante o Éone seguinte, o Fanerozóico (Wicander & Monroe, 2000). A América do Norte cresceu, portanto, rapidamente durante o Proterozóico como consequência da suturação de

outros cratões. O crescimento continental foi frequente ao longo do Paleoproterozóico e Mesoproterozóico, quer por colisão de cratões arcaicos quer por acreção de nova crosta (Musacchio & Mooney, 2002).

Simultaneamente à orogenia Grenville, na vasta extensão da Laurentia, surgiu um rifte continental, que apesar de ter abortado, deu origem a basaltos que estão expostos no bordo sul do Escudo Canadiano (Musacchio & Mooney, 2002).

4.2.2 Supercontinentes do Proterozóico

Para além da Laurentia, uma outra extensão de crosta continental existiu no Neoproterozóico, a Báltica que actualmente forma o norte da Europa. Estudos paleomagnéticos sugerem que a Báltica fez parte ou esteve muito próxima da Laurentia (Weil, 2001).

Assim, admite-se que no Neoproterozóico terão existido três supercontinentes: a Gondwana Este (constituída pelas actuais Antárctica, Índia e Austrália), a Gondwana Oeste (constituída pelas actuais África e América do Sul) e a Laurentia (constituída pelas actuais América do Norte e Euroásia). A existência de cadeias orogénicas no sul de África, na Índia e na Austrália, sugerem que estas regiões estiveram ligadas à região oriental da Antárctica (figura 4-11). Este aglomerado de continentes, resultante da Gondwana Este e Oeste passou a chamar-se Gondwana e circundou a maior parte da Laurentia (Barron, 1992 e Stanley, 1999; Wicander & Monroe, 2000; Weil, 2001; Veevers, 2004; Barley et al., 2005).

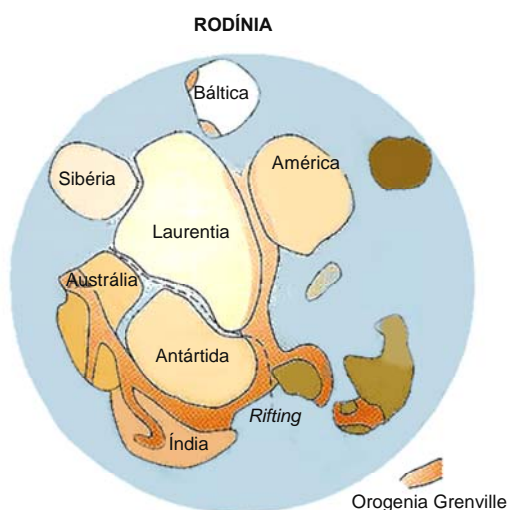


Figura 4-11 Paleogeografia no final do Proterozóico (adaptado de: Stanley, 1999).

Entre 1.3 Ga e 1.0 Ga aqueles continentes estiveram todos unidos num único continente a que foi dado o nome de Rodínia, que ocupava o hemisfério sul do planeta. Contudo, este supercontinente não permaneceu assim por muito tempo, pois logo no início do Neoproterozóico (figura 4-11), entre 800 Ma e 700 Ma, a Rodínia foi dividida por rifting, um dos mais importantes. Deste rifting resultou a formação do Oceano Pacífico (Barron, 1992; Stanley, 1999; Weil, 2001; Eriksson, 2004; Veevers, 2004).

4.2.3 Rochas proterozóicas

No Proterozóico são encontradas rochas comuns às do Arcaico, os Greenstone Belts e as Formações de Ferro Bandado (BIF). São também frequentes as associações de arenitos, carbonatos e argilitos (60 % das associações de rochas sedimentares) e os depósitos glaciários.

- Greenstone Belts (GSB)

Os GSB do Proterozóico encontram-se actualmente em diversos continentes. Relativamente ao Arcaico os GSB proterozóicos são menos abundantes. A raridade de rochas ultramáficas reflecte a diminuição do calor produzido por decaimento radioactivo ao longo da história da Terra. Aparentemente os GSB formaram-se por processos tectónicos semelhantes aos do Arcaico, embora no Proterozóico se verifique um domínio das bacias marginais de arco interno sobre os riftes intracontinentais (Wicander & Monroe, 2000).

- Formações de ferro bandado (BIF)

Os BIF consistem na alternância de rochas ferríferas com chertes e apesar de existirem no Arcaico são mais frequentes no Proterozóico. Os BIF são do tipo Superior revelando a existência de plataforma estável pouco profunda, em que o ferro provém da meteorização das rochas dos continentes (Hamade et al., 2003; Barley et al., 2005).

- Associações de arenitos, carbonatos e argilitos

No Proterozóico, a deposição deste tipo de associações ocorreu ao longo de margens continentais e bacias intracratónicas. São rochas similares às do Fanerozóico e que indicam a existência de cratões estáveis e de uma plataforma continental estável pouco profunda. Os carbonatos apresentam frequentemente estromatólitos, ou seja formações carbonatadas

produzidas por cianobactérias. Estas estruturas orgânicas apesar de já existirem no Arcaico, são mais frequentes no Proterozóico (Wicander & Monroe, 2000).

- Depósitos glaciários

Os depósitos glaciários são conglomerados com clastos angulosos e mal calibrados, resultantes do transporte e deposição por glaciares. Foram identificados estes depósitos em mais de 300 localidades do Pré-Câmbrio. Associados a estes foram também encontradas varves. Este tipo de sedimentos formam-se em lagos glaciários ou alimentados pelo degelo, em regiões frias, sendo permanentes ou temporários, variando sazonalmente as características dos sedimentos função das variações anuais de gelo e degelo. Os depósitos glaciários, a sua extensão e a presença de varves permitiu reconhecer os episódios de glaciações que ocorreram ao longo do Proterozóico (Wicander & Monroe, 2000).

- Rochas ferríferas (*Red Beds*)

Os *Red Beds* são rochas ferríferas com a composição de arenitos e argilitos ricos em ferro (mais de 15 % de ferro) e que surgiram pela primeira vez há 1.8 Ga e aumentaram durante o Proterozóico. A cor avermelhada é devida à presença de Fe^{3+} , sendo frequentes a presença de oólitos (estruturas concêntricas com dimensões inferiores a 2mm) formados por hematite (Fe_2O_3). Estas rochas consistem na alternância de sedimentos de origem terrestre constituídos por partículas cobertas por depósitos de hematite. O aumento de *Red Beds*, simultâneo ao desaparecimento dos BIF, indica uma atmosfera oxidante, responsável pela oxidação do Fe^{2+} a Fe^{3+} (Blatt, 1982; Tucker, 1991).

4.2.4 Glaciações

Ao longo de toda a História da Terra, as glaciações constituem as evidências mais fortes da evolução do clima global. Os períodos de glaciação reflectem, claramente, períodos de temperaturas baixas separados por períodos de aquecimento climático. Ao longo do tempo geológico, os episódios de glaciação tiveram duração variada e marcaram a história do clima do nosso planeta (Barron et al., 1992).

Durante Neoproterozóico, que teve início há 1.0 Ga, verificaram-se alterações globais profundas. A Terra sofreu, pelo menos, quatro glaciações (figura 4-12) no intervalo entre 850 Ma e 600 Ma (Barron et al., 1992; Stanley, 1999; Knopp et al, 2004).

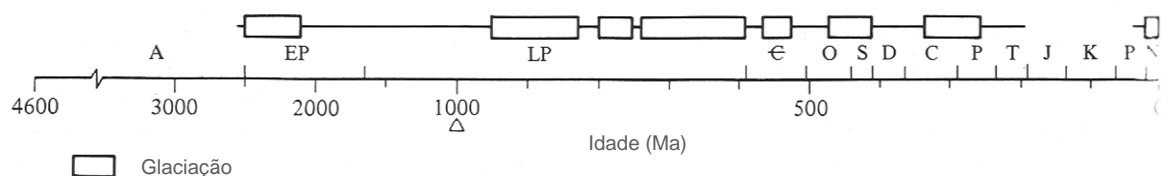


Figura 4-12 Registro dos maiores episódios de glaciação ao longo do tempo geológico. A- Hadaico, EP- Pré-Câmbrico inicial; LP- Pré-Câmbrico terminal; €- Câmbrico; O – Ordovício; S- Silúrico; D- Devónico; C- Carbónico; P- Pérmico; T- Triássico; J- Jurássico; K- Cretácico; P- Paleogénico; N- Neogénico; Δ- alteração da escala a 1000 Ma (adaptado de: Barron et al., 1992).

Há cerca de 600 Ma, imediatamente a seguir ao rifting ocorrido durante o Proterozóico, teve lugar a última grande glaciação global, que deixou depósitos glaciários em quase todos os continentes, excepto na Antárctica. Aliás, estudos revelam que até zonas próximas do equador estiveram sob temperaturas muito baixas. Isto indica a possibilidade da superfície do planeta ter estado demasiado fria. Esta é, por muitos, considerada a maior glaciação da história da Terra sendo, por isso, muita vezes utilizada a expressão Snowball Earth - Terra Bola de Neve (Breuer, 1995; Eriksson et al., 2004; Kopp et al., 2005). O principal motivo apontado para iniciar esta glaciação global foi a diminuição do CO₂, por consumo pelos seres fotossintéticos e retenção nas rochas. Também a alteração das correntes marítimas e o aumento da meteorização resultantes da quebra do supercontinente Rodínia são apontadas como razões para a grande glaciação.

Estas considerações são baseadas em inúmeras informações, obtidas com recurso à reconstrução de paleoclimas, a partir dos registos litológicos, dos registos biológicos, dos registos geoquímicos e dos registos físicos (Barron et al., 1992).

Sabe-se que os seres vivos se adaptam ao meio onde estão inseridos, vivendo em equilíbrio. As alterações ambientais provocam efeitos resposta por parte dos seres, como a adaptação às novas condições, migração ou mortalidade. Por outras palavras, o limite de tolerância ao clima dos seres vivos pode condicionar a sua existência ao longo do tempo geológico. Estas informações são fornecidas pelo registo fóssil (Barron et al., 1992).

Também o registo litológico fornece fortes pistas úteis em paleoclimatologia, pois pode conter indicadores das condições climáticas no momento da sua formação. O clima pode ser responsável pela alteração dos materiais geológicos, pelo que a sua interpretação pode fornecer informações importantes. Por exemplo, a interpretação sedimentológica, petrológica e geoquímica dos sedimentos e rochas pode revelar particularidades quer sobre o tipo de ambiente sedimentar quer sobre o clima.

A composição isotópica também é um dos indicadores climáticos (Barron *in* Brown et al., 1997). Por exemplo, durante intervalos quentes e frios a água do mar apresenta diferentes valores dos isótopos ^{16}O e ^{18}O , função do acréscimo de água doce fornecida pelo degelo, sendo marcadamente distinta nos primeiros períodos interglaciários.

O estudo do registo sedimentar e das características da paisagem constituem informação acerca dos fenómenos físicos que ocorreram no passado, tais como, movimento de glaciares, correntes atmosféricas, oceânicas e marés (Barron et al., 1992).

4.2.5 Atmosfera e hidrosfera

Se na fase inicial do planeta a radiação solar era responsável pela pequena quantidade de oxigénio existente na atmosfera, a partir do Arcaico, e principalmente a partir do Proterozóico, o oxigénio passou a ter também uma origem biológica. Os primeiros seres fotossintéticos foram causadores da variação na concentração de determinados gases atmosféricos (essencialmente O_2 e CO_2) ao longo do Pré-câmbrico (Ohmoto, 2001; Marty & Dauphas, 2002; Burdige, 2006). Estima-se que o oxigénio livre tenha aumentado entre 1 e 10 % ao longo do Proterozóico (figura 4-13). Só há cerca 400 Ma atrás é que possivelmente atingiu concentrações semelhantes às actuais (Holland, 1999; Knopp et al, 2004; Barley et al., 2005).

O oxigénio livre só começou a acumular-se na atmosfera após a saturação deste gás na hidrosfera e geosfera. Nestes reservatórios naturais o oxigénio ligou-se a outros elementos, especialmente o enxofre e o ferro ou foi dissolvido na água. Actualmente, são encontradas inúmeras evidências desse aumento de oxigénio verificado a partir do Arcaico, principalmente no Proterozóico. Os minerais uraninite (UO_2) e pirite (FeS_2) são encontrados em conglomerados e arenitos de idade Arcaica-Proterozóica (aproximadamente 2.3 Ga), o que indica uma atmosfera ainda redutora. Efectivamente, aqueles minerais alteram-se facilmente em condições atmosféricas levemente oxidantes - a partir de 1 % da quantidade de O_2 actual (Gradstein et al., 2004; Knopp et al., 2004;

Burdige, 2006). Após aquela data, a ocorrência destes minerais passou a ser rara, o que revela um enriquecimento em oxigênio. Estes minerais, antes de 2.3 Ga, acumularam-se em áreas marinhas de reduzida profundidade. A sua diminuição nestes locais pode constituir uma indicação de que a taxa de oxigênio foi aumentando e era mais elevada na água do que na atmosfera (Holland, 1999; Holland, 2003; Barley et al., 2005).

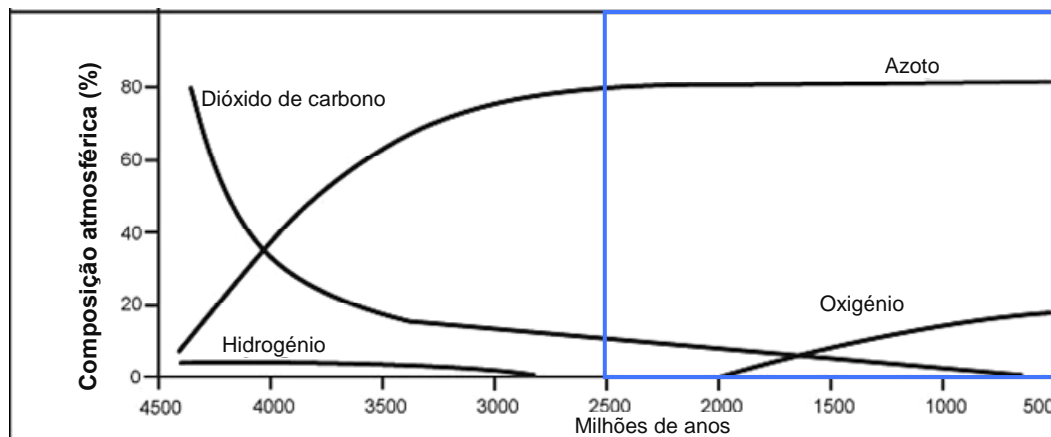


Figura 4-13 Variações da atmosfera terrestre (adaptado de: Scotese, 2003).

Para além da ausência de minerais de uraninite e pirite, a presença de determinadas rochas constitui evidências da presença de oxigênio livre. São elas os BIF do tipo Superior mas principalmente os *Red Beds*. Os BIF de idade proterozóica são mais extensos e espessos do que os do Arcaico e revelam a presença de algum oxigênio livre na atmosfera. Os *Red Beds*, ao contrário dos BIF, surgiram apenas no Proterozóico e atingiram maior extensão no Fanerozóico (Cockell & Blaustein, 2001; Knopp et al, 2004; Barley et al., 2005).

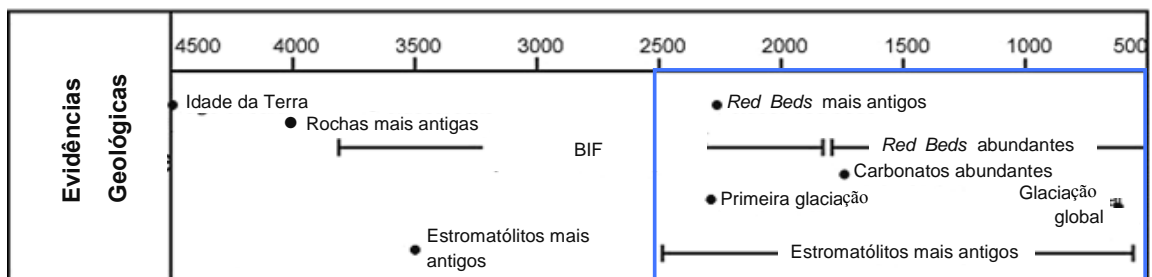


Figura 4-14 Eventos/índices geológicos da história da Terra (adaptado de: Scotese, 2003).

No que diz respeito aos oceanos, a salinidade manteve-se aproximadamente constante e semelhante à actual como consequência de uma igualdade de *inputs* e *outputs*. A temperatura, apesar de menos elevada do que no Arcaico, continuava ligeiramente superior à verificada actualmente (Holland, 1992; Shen et al., 2002; Burdige, 2006).

A principal alteração na geoquímica da água dos oceanos está relacionada com a evolução do oxigénio atmosférico. À semelhança do que se verifica na atmosfera, o oxigénio livre surge como um novo componente. Paralelamente à subida de oxigénio ocorreu a descida dos teores de dióxido de carbono, o que se traduziu no aumento do pH da água. A descida do teor de dióxido de carbono foi devida ao seu consumo por parte dos seres fotossintéticos e por retenção em rochas carbonatadas (Shen et al., 2002; Holland, 2003).

4.3 Éone Fanerozóico, Era Paleozóica (542 – 251 Ma)

Os Éones anteriores são informalmente referidos como Pré-câmbrico. O Fanerozóico, que é o mais actual dos três éones (ou quatro, caso seja considerado o Hadaico), perfaz cerca de 11.8 % do restante tempo geológico. As rochas do Fanerozóico contêm formas bem preservadas da vida existente neste Éone, o qual é dividido em três grandes intervalos, as Eras. São elas a Era Paleozóica (vida antiga), a Era Mesozóica (vida intermédia) e a Era Cenozóica (vida recente), cujos nomes reflectem o estado de desenvolvimento da vida nesse intervalo. Por sua vez, as Eras são divididas em intervalos denominados de Períodos (Wicander & Monroe, 2000; Skinner & Porter, 2003; Gradstein et al., 2004). A Era Paleozóica inclui o Câmbrico, o Ordovícico, o Silúrico, o Devónico, o Carbónico e o Pérmico (Skinner & Porter, 2003).

As rochas do Paleozóico não se encontram tão metamorfizadas, deformadas ou erodidas e existem numerosas evidências dos processos geológicos neste período de tempo. As cadeias montanhosas, a erosão da superfície continental, as formações de depósitos glaciários, entre outras, são algumas dessas evidências (Skinner & Porter, 2003).

As reconstruções paleogeográficas resultam da compilação de informação proveniente de diversas áreas de conhecimento da geologia, tais como a paleoclimatologia, paleomagnetismo, paleontologia, sedimentologia e estratigrafia. Contudo, a história paleogeográfica do Paleozóico não é tão conhecida como a do Mesozóico e Cenozóico. As rochas paleozóicas sofreram deformação e

metamorfismo. Além disso, as anomalias magnéticas preservadas na crosta oceânica foram destruídas quando a crosta oceânica do Paleozóico foi subductada, durante a formação do supercontinente Pangeia. A reconstrução da paleogeografia do Paleozóico foi baseada essencialmente em estruturas geológicas, nos tipos de rochas (*Red Beds*, evaporitos, carvão), interpretação paleoambiental e na distribuição dos fósseis (Wicander & Monroe, 2000).

Uma vez que na Era Paleozóica ocorrem várias alterações ao nível da posição dos continentes, será feita uma breve abordagem, onde serão referidos alguns aspectos considerados mais importantes para a compreensão da evolução da geosfera, atmosfera e hidrosfera (Skinner & Porter, 2003).

4.3.1 Paleozóico inicial (Câmbrico e Ordovícico)

O magnetismo das rochas e outras evidências geológicas, como as cadeias montanhosas, a deformação e o metamorfismo das rochas, sugerem que a maioria dos cratões estavam unidos no final do Pré-câmbrico e formavam um supercontinente, denominado Rodínia (Stanley, 1999). Como já havia sido referido, foi há cerca de 750 Ma que este supercontinente começou a separar-se, como consequência de processos de *rifting* (Farabee, 2001; Kazlev, 2001; Veevers, 2004). Desta separação resultaram seis grandes continentes existentes no início do Paleozóico: a Báltica (oeste da Rússia dos montes Urais e a maior parte do norte da Europa), China (China, Indochina e Península de Maly), Gondwana (África, Antárctica, Austrália, Flórida, Índia, Madagáscar e partes da região central este e sul da Europa), Cazaquistania (um continente triangular centrado no Cazaquistão, mas considerado por muitos como sendo uma extensão da Sibéria), Laurentia (a maioria da América do Norte, Gronelândia, noroeste da Irlanda, Escócia e parte este da Rússia) e Sibéria (parte este da Rússia dos montes Urais, Ásia, norte do Cazaquistão e sul da Mongólia).

De uma maneira geral, no início do Câmbrico (542-488 Ma), grande parte das massas continentais encontrava-se no hemisfério Sul (figura 4-15), com importante sedimentação carbonatada em ambiente marinho pouco profundo (Stanley, 1999). Quando o nível do mar começou a subir, invadindo os continentes deu-se uma das maiores transgressões verificadas ao longo do Fanerozóico, encontrando-se registada por sequências de calcários e quartzarenitos (Stanley, 1999). Contudo, grande parte do continente Gondwana continuava emerso devido essencialmente aos processos orogénicos que actuaram entre os 800 Ma e 500 Ma. Ao contrário

do que se passou com a Gondwana, outros cratões viram a sua área emersa ser bastante reduzida (Cooper et al., 1990; Veevers, 2004).

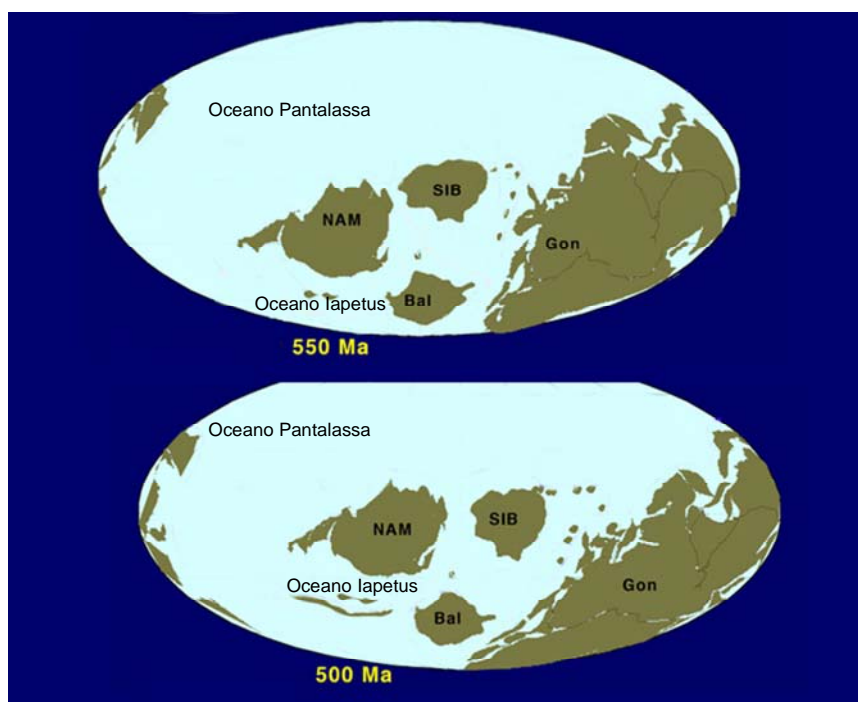


Figura 4-15 Reconstituição da posição dos continentes no Neoproterozóico terminal / Câmbrio. NAM: Laurentia; Bal: Báltica; Gon: Gondwana; SIB: Sibéria (Farabee, 2001).

Durante o Ordovícico ocorreu deslocação da Báltica para norte em direcção ao equador e movimentação da Gondwana para sul em direcção ao Pólo Sul, indicado pela presença de depósitos glaciários (tilitos) encontrados actualmente no deserto do Sahara (Stanley, 1999; Kazlev, 2001).

Perto do final do Ordovícico ocorreu uma grande glaciação no hemisfério sul, ocupado pelo continente Gondwana. Além da grande extinção de espécies, esta glaciação conduziu também à descida do nível médio das águas do mar (regressão), pois grande parte da água foi retida em glaciares no continente Gondwana (Farabee, 2001). Esta descida do nível do mar encontra-se bem documentada em certas áreas da região central do Estados Unidos, pois devido à erosão provocada pela regressão marinha foram talhados vales profundos (Scotese, 2003; Veevers, 2004).

As razões isotópicas do oxigénio contradizem a ideia, defendida durante muito tempo, de que o episódio glaciário do Ordovícico durou diversos milhões de anos. Como resultado do processo de evaporação, a água do mar fica enriquecida em ^{18}O , o isótopo mais pesado, e mais pobre em

^{16}O , o isótopo mais leve. Quando os glaciares se desenvolvem os valores do isótopo leve (^{16}O) são mais elevados no gelo glacial, pois os isótopos mais leves difundem-se mais rapidamente que os pesados no processo de mudança de estado da matéria. Este facto associado ao arrefecimento dos oceanos conduz a valores elevados de isótopos pesados no carbonato de cálcio segregado por organismos marinhos. Fósseis de conchas de braquiópodes revelam um retorno a valores mais baixos perto do final do Ordovícico, como se pode constatar pela análise da figura 4-16. Por este motivo pensa-se que o período de glaciação tenha ocorrido num intervalo de tempo de 0.5 Ma a 1.0 Ma (Stanley, 1999; Eriksson, 2004).

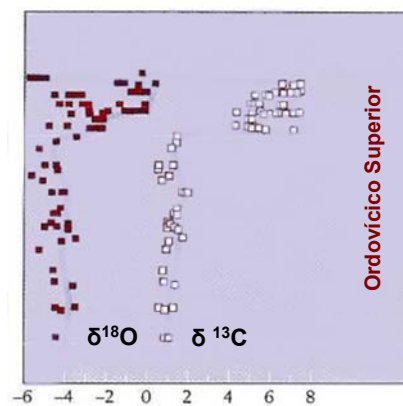


Figura 4-16 Variações das razões isotópicas de oxigénio e carbono na água do mar ao longo do Ordovícico Superior, conforme registos efectuados em conchas de organismos marinhos (adaptado de: Stanley, 1999).

A principal causa responsável pela expansão dos glaciares perto do final do Ordovícico pode ter sido a deslocação de Gondwana para o pólo sul. Contudo, este continente permaneceu nesta posição durante milhões de anos. Assim sendo, foi necessário outro factor responsável pela diminuição da temperatura. Os isótopos de carbono sugerem que foi a diminuição do efeito de estufa. Como se pode verificar na figura 4-16, as razões isotópicas de carbono na água do mar, traduzidas nos valores de ^{13}C , registadas em conchas fósseis de braquiópodes, apresentaram valores mais elevados de ^{13}C durante o período glaciário. Este aumento do ^{13}C foi consequência da remoção de ^{12}C para incorporar os seres vivos e consequente enterramento, não havendo retorno para o oceano. Como tal, a remoção do carbono leve levou a uma redução do efeito de estufa e consequente diminuição da temperatura (Stanley, 1999).

Neste intervalo de tempo, um fragmento da Gondwana (Avalónia) começou a deslocar-se em direcção à Báltica (Farabee, 2001; Scotese, 2003).

4.3.2 Paleozóico intermédio (Silúrico e Devónico)

O Silúrico (444 – 416 Ma) caracteriza-se por um aquecimento e retorno às temperaturas moderadas. O nível do mar sobe, são frequentes os mares epicontinentais pouco profundos e os recifes são numerosos. A Gondwana permaneceu como uma enorme massa continental a ocupar o hemisfério sul (Farabee, 2001; Scotese, 2003).

A orogenia Caledónica termina com colisão da Báltica (actual Europa) com a Laurentia (América do Norte) originando a formação de montanhas e fecho do oceano lapetus, localizado entre os dois continentes. Desta colisão resultou a Euroamérica que juntamente com a Avalónia compôs a Laurásia. Entre a Báltica e a Gondwana, surgiu um novo oceano, Tethys (Farabee, 2001; Veevers, 2004).

Após a orogenia Caledónica, a região sul do oceano lapetus permaneceu aberta entre a Laurentia e a Gondwana (figura 4-17). A Sibéria e o Cazaquistão moveram-se do sul do equador para latitudes a norte (Wicander & Monroe, 2000).



Figura 4-17 Reconstituição da posição dos continentes no Silúrico. NAM: Laurentia; Bal: Báltica; Gon: Gondwana; SIB: Sibéria (adaptado de: Farabee, 2001).

No Devónico (416 – 359 Ma) ocorreram alterações profundas. Os dois grandes continentes, Gondwana e Laurásia começaram a aproximar-se, terminando mais tarde com a formação de um novo supercontinente, a Pangeia. Entretanto, processos de soerguimento de montanhas ocorriam nos limites desses continentes (Veevers, 2004).

No final do Devónico (figura 4-18), há indícios de ter havido uma nova glaciação, que se pensa ter sido causada pela expansão de florestas na Terra, tendo estas sido responsáveis pela remoção do dióxido de carbono atmosférico (Stanley, 1999).

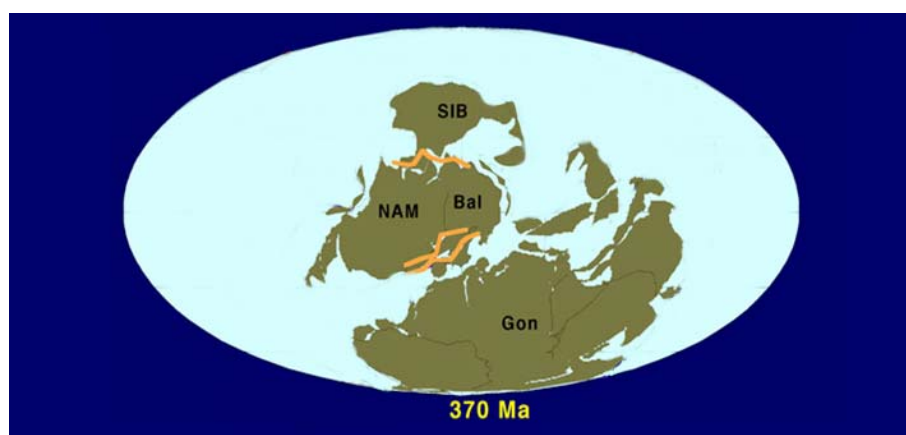


Figura 4-18 Reconstituição da posição dos continentes no Devónico. NAM: Laurentia; Bal: Báltica; Gon: Gondwana; SIB: Sibéria (adaptado de: Farabee, 2001).

4.3.3 Paleozóico final (Carbónico e Pérmico)

A presença de depósitos de carvão, carbonatos e evaporitos durante o Carbónico e o Pérmico indica que a zona equatorial se manteve quente e húmida, o que possibilitou a existência de muitos pântanos e nestes permitiram a formação de extensos depósitos de carvão. Ao mesmo tempo, o sector da Gondwana localizado no pólo sul encontrava-se coberto por um grande glaciar continental, que prevaleceu durante o Pérmico. Esta glaciação encontra-se evidenciada pela presença de depósitos glaciários em regiões do antigo continente Gondwana (Stanley, 1999; Scotese, 2003).

A existência de desconformidades em depósitos marinhos sugere uma descida do nível do mar, na transição do Carbónico inferior para o superior (Scotese, 2003). A descida do nível do mar

pode ter sido causada pela expansão de glaciares a sul da Gondwana e, como tal, verifica-se nova regressão. Parece evidente que a glaciação só foi possível devido à diminuição do efeito de estufa, despoletado pelo consumo de CO_2 não só pelas plantas, como também pelo seu aprisionamento nos depósitos de combustíveis fósseis (Stanley, 1999).

Durante o Carbónico os continentes continuaram o movimento convergente, aproximando-se (figura 4-19). A Gondwana colide com o continente Euroamericano (que pertence à Laurásia), levando ao surgimento duma importante cadeia orogénica, designada por Varisca, na Europa e noroeste da África, e Alleghenian, no norte da América (Stanley, 1999; Farabee, 2001).



Figura 4-19 Reconstituição da posição dos continentes no Carbónico superior. NAM: Laurentia; Bal: Báltica; Gon: Gondwana; SIB: Sibéria (adaptado de: Farabee, 2001).

O Pérmico (299 – 252 Ma) é geologicamente marcado pela formação do supercontinente Pangeia (figura 4-20). Este é conhecido como um supercontinente de pólo a pólo dada a sua extensão. A rodear o supercontinente encontrava-se um único oceano, denominado de Pantalassa. Um pequeno oceano, denominado Tethys (hoje representado pelo Mar Mediterrâneo) também estava presente (Farabee, 2001; Veevers, 2004). Da colisão da Sibéria com a Euroamérica formaram-se os montes Urais.

No início do Pérmico a concentração de CO_2 atmosférico aumentou e, iniciou-se o degelo na região sul da Gondwana. Pensa-se que o aumento de CO_2 esteja relacionado com dois conjuntos de processos. Por um lado as condições climáticas eram mais áridas e como tal, a formação e acumulação de depósitos de matéria orgânica foi menor e por outro, os processos de meteorização

química tornaram-se menos intensos, fazendo aumentar o CO₂ na atmosfera (Stanley, 1999; Scotese, 2003).

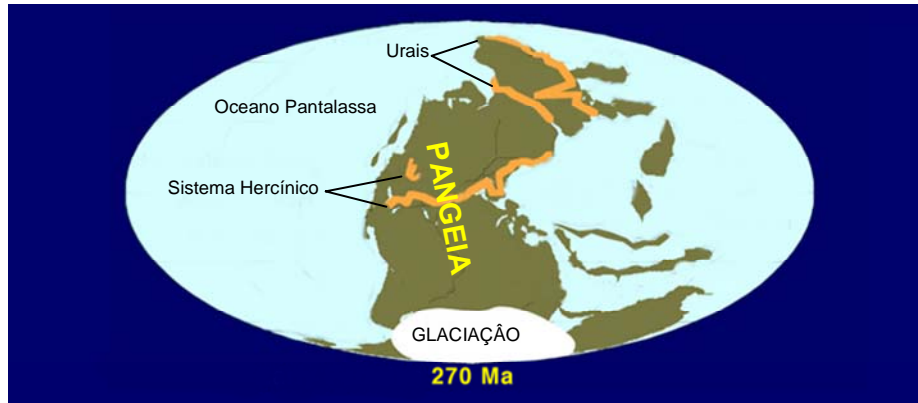


Figura 4-20 Reconstituição da posição dos continentes no Pérmico (adaptado de: Farabee, 2001).

4.3.4 Atmosfera e hidrosfera

O registo geológico e biológico revela que a composição do oceano se assemelha à dos oceanos actuais. As principais diferenças em relação ao oceano primitivo são as seguintes: a temperatura das águas já não é tão elevada (anteriormente a temperatura variava entre os 50 °C e os 70 °C); os oceanos ancestrais não apresentavam tanto oxigénio dissolvido (consequência do desenvolvimento da vida nos oceanos). O enxofre que antes se encontrava essencialmente sob a forma de H₂S passou a combinar-se com o oxigénio, sob a forma de SO₄; aumentou a concentração de CO₂; a concentração de O₂ também começou a aumentar, permitindo a oxidação do Fe²⁺ em Fe³⁺, formando um óxido extremamente insolúvel (Anbar & Knoll, 2002; Holland, 2003; Eriksson, et al., 2005; Burdige, 2006).

Os principais agentes responsáveis pelo transporte de materiais para os oceanos eram, muito provavelmente, os mesmos que actualmente e encontram-se referidos na tabela 4-2.

Tabela 4-2 Agentes responsáveis pelo transporte sólido e iónico dos continentes para os oceanos (adaptado de: Andrews et al., 1996)

Agente	Percentagem total de transporte	Observações
Rios	89	Carga dissolvida (17%) e em suspensão (72%)
Glaciares	7	Fragmentos de rochas que podem atingir grandes dimensões.
Água subterrânea	2	Carga dissolvida semelhante aos rios.
Correntes marinhas	1	Sedimentos resultantes da erosão em falésias, provocada por tempestades, marés e pelas ondas. Composição semelhante à carga sólida dos rios.
Vento	0.2	Transporte de materiais pelo vento, em que a principal fonte são os desertos.

Para além dos agentes de transporte referidos, também a actividade vulcânica por intermédio de poeiras emitidas durante as erupções, contribui com materiais para os oceanos (Andrews et al., 1996).

A atmosfera já exibía uma composição muito semelhante à actual (N_2 , O_2 , Ar, Ne, H_2O , CO_2 , O_3). Tal como acontece nos nossos dias, esta era constituída essencialmente por azoto, oxigénio, dióxido de carbono, vapor de água e outros gases. Todavia, o registo geológico revela que ao longo do Paleozóico, por diversas vezes, a concentração de CO_2 livre na atmosfera variou, o que pode ter causado diversas alterações climáticas, responsáveis por alterações na fauna e flora, com a ocorrência de extinções (Marty & Dauphas, 2002; Burdige, 2006). Quando a concentração de CO_2 é elevada, o efeito de estufa é mais intenso e, como consequência a temperatura global do planeta aumenta. Quando o teor de CO_2 diminui o efeito de estufa diminui e consequentemente a temperatura global diminui. Estas variações globais do clima manifestaram-se em períodos de grande arrefecimento terrestre, períodos glaciários e intervalos com clima mais quente, os períodos interglaciários, que se reflectiram, inevitavelmente no tipo de materiais formados e na distribuição dos seres vivos nos ambientes.

4.4 *Resumo dos principais eventos*

Os fenómenos geológicos ocorridos na Terra inicial foram muito diversificados, tendo sido responsáveis por grandes alterações na superfície do planeta. Por este motivo, na tabela 4-3 encontram-se sumariados, por ordem cronológica, os principais eventos ocorridos na Terra primitiva.

Tabela 4-3 Principais eventos ocorridos na Terra primitiva.

Evento / Indício	Idade, intervalo de tempo	Referências
Condensação e acreção do Sistema Solar	~4.56 Ga	Marty & Dauphas, 2002
Diferenciação inicial	4.56 – 4.50 Ga	Bleeker, 2002
Impactos de corpos gigantes, formação da Lua	~ 4.51 Ga	Bleeker, 2002
Segregação do núcleo (Fe-Ni)	4.51 Ga?	Bleeker, 2002
Formação do oceano magmático provocado por grandes impactos meteoríticos	4.41-4.35 Ga	Bleeker, 2002; Marty & Dauphas, 2002
Atmosfera e oceano primitivo (desgasificação do manto e origem exógena – cometas, meteoritos)		
Zircões detríticos mais antigos	4.4 Ga	Wilde et al., 2001 (citado em Kamber et al., 2001)
Queda exponencial da produção de calor por isótopos de K, U, Th; arrefecimento		
Surgimento da vida?	4.05 – 4.03 Ga	Bleeker, 2002; Marty & Dauphas, 2002
Rochas terrestres mais antigas preservadas: Gnaisses de Acasta		
Último grande bombardeamento	4.0 – 3.8 Ga	Bleeker, 2002
Formação dos Isua Greenstone Belts	3.9 - 3.8 Ga	Bleeker, 2002
Origem da vida	4.0 - 3.5 Ga	Burdige, 2006; Snoks, 2005; Panov, 2005

Estabilidade de inúmeros núcleos de cratões	3.1 - 2.8 Ga	Bleeker, 2002
Acelerado crescimento da crosta	3.0 - 2.7 Ga	Bleeker, 2002
Evidências da tectónica de placas		
Estabilização da crosta Arcaica	2.65 - 2.55 Ga	Bleeker, 2002
Aumento do tamanho dos cratões por suturação ou acreção crustal	2.5 - 542 Ma	O'Nions, 1997; Albarède, 2003
Crescimento da crosta em etapas repetidas		
Formação de cadeias montanhosas – estilo orogénico moderno	2.5 - 2.0 Ga	Bleeker, 2002
Orogenia Wopmay (~2.0 Ga)		
Atmosfera levemente oxidante	2.4 - 1.9 Ga	Bleeker, 2002
Existência de BIF e <i>RedBeds</i>		Burdige, 2006
Orogenia Grenville	1.3 - 1.0 Ga	Stanley, 1999
Formação do supercontinente Rodínia	~1.0 Ga	Stanley, 1999
<i>Rifting</i> que viria a originar o Oceano Pacífico	800 - 700 Ma	Stanley, 1999
Ruptura da Rodínia		
Glaciação global (<i>Snowball Earth</i>)	600 Ma	Barron, 1992
Divisão da Rodínia em Laurentia, Gondwana, Báltica e Sibéria	542 - 488 Ma	Farabee, 2001; Stanley, 1999
Massas continentais situadas a baixas latitudes		
Movimento da Báltica para norte e Gondwana para sul	488 - 444 Ma	Farabee, 2001; Stanley, 1999
Diminuição da temperatura		
Colisão da Laurentia, Báltica e Avalónia com formação da Laurásia	444 – 416 Ma	Farabee, 2001; Stanley, 1999
Orogenia Caledónica		
Aproximação da Gondwana e Laurásia	416 – 359 Ma	Farabee, 2001; Stanley, 1999
Levantamento de montanhas		
Glaciação		

Gondwana coberta de glaciares

Zona equatorial quente e húmida

Formação de extensos depósitos de carvão

359 – 299 Ma

Farabee, 2001;

Stanley, 1999

Colisão entre Gondwana e Euroamérica: formação
da cadeia Hercínica e Alleghenian

Formação do supercontinente Pangeia e do

oceano Pantalassa

299 Ma – 251 Ma

Farabee, 2001;

Formação dos Urais

Stanley, 1999

Degelo

5 A Geosfera como Suporte para a Vida

O mais impressionante na pesquisa da origem da Vida é o facto de esta ser muito multidisciplinar. O assunto não se restringe a uma só área científica, pelo contrário, engloba conhecimentos da Química, Física, Astrofísica, Biologia, Geologia e da Matemática (McClendon, 1999; Cowen, 2004).

À semelhança do que acontece com os fenómenos geológicos, a origem da Vida e subsequente evolução deve ser encarada numa escala temporal alargada, desde o início do Universo até à diversificação dos seres vivos.

A origem da Vida foi, desde sempre, um tema que despertou o maior interesse e ao mesmo tempo grande controvérsia na sociedade. Qualquer tentativa de resposta tem necessariamente como ponto de partida a sua definição. O que é a vida? Como pode ser definida? Não é uma resposta fácil. De certa maneira, podemos dizer que existem várias descrições propostas consoante a especialidade dos autores (Potter, 1986; Rollinson, 2001).

Na perspectiva dos biólogos, os organismos vivos são complexos, dotados de movimento e sensibilidade, nascem, crescem, reproduzem-se e morrem. Contudo, nem todos os seres vivos se movem ou respondem a estímulos. Por este motivo, actualmente são caracterizados apenas pela existência de uma organização complexa (mesmo em seres constituídos por uma só célula), metabolismo e pela capacidade de crescer e reproduzir-se com transferência da informação genética às gerações seguintes (Potter, 1986; Rollinson, 2001; Cowen, 2004; Raven & Johnson, 2004; Van Loon, 2005).

Um aspecto importante a considerar é o facto de todos os seres vivos serem constituídos por um ou mais compartimentos, designados de células. Praticamente todas as teorias relativas à origem da Vida procuram dar resposta ao surgimento de células, as unidades básicas de todos os seres vivos. Simplificadamente, uma célula pode ser definida como uma unidade rodeada por uma

membrana, que envolve moléculas ordenadas com funções específicas (Potter, 1986; Raven & Johnson, 2004). A Vida emerge pois, ao nível da célula e a determinação da sequência de acontecimentos que levou à origem da primeira célula é essencial nesta problemática (Rollinson, 2001).

A dimensão da célula é na maior parte dos casos muito pequena, só observável com o recurso a instrumentos da ampliação, como o microscópio. Só após a invenção deste tipo de equipamento é que foi possível descrever células. A identificação de células pela primeira vez foi realizada em 1665 por Robert Hooke (1635 – 1703). Hooke ao observar um pedaço de cortiça identificou a existência de diversos compartimentos aos quais deu o nome de *cellulae* (pequenos compartimentos), a que hoje chamamos células (Raven & Johnson, 2004).

A sucessão de descobertas proporcionadas pelo aperfeiçoamento do microscópio óptico permitiu a elaboração da teoria celular, por Matthias Schleiden, em 1838, um ano mais tarde completada por Theodor Schwann, a qual assenta nos seguintes princípios:

- Todos os organismos são compostos por uma ou mais células, onde os processos metabólicos (reações de síntese e degradação) e hereditários ocorrem.
- As células são a unidade básica de organização de todos os seres vivos.
- As células resultam da divisão de outras células pré-existentes.

As células podem ser procarióticas ou eucarióticas, consoante o material genético esteja disperso pela célula ou encerrado no núcleo, respectivamente. As células eucarióticas são mais complexas do que as células procarióticas pois contêm numerosos organelos, onde ocorrem múltiplos processos bioquímicos simultânea e independentemente uns dos outros. Os organismos que possuem células eucarióticas são designados de eucariontes, os que possuem células procarióticas são designados por procariontes.

Confrontados com a elevada diversidade de seres vivos que existem actualmente na Terra, os biólogos sentiram a necessidade de agrupá-los e catalogá-los, para que a sua análise se tornasse mais simples. A **Sistemática** pode ser entendida como o estudo científico dos princípios que regem a biodiversidade e as relações entre organismos, tendo em vista elaborar um sistema coerente e integrado de classificação. A **Taxonomia** define o método em que se baseia toda a Sistemática (base, métodos e regras de classificação), permitindo definir um conjunto hierarquizado de unidades taxonómicas (*taxa* ou táxones). *Taxa* é um grupo de organismos, reconhecido como constituindo uma unidade, independente do seu nível hierárquico.

Para tal, foram criadas as unidades taxonómicas sendo as principais as seguintes: Reino, Filo, Classe, Ordem, Família, Género e Espécie. O Reino é o *taxon* que engloba o maior número de seres diminuindo progressivamente até à Espécie.

O melhor processo de ordenar um conjunto diverso de objectos é através da sua sistematização, isto é, dispondo-os segundo uma certa ordem ou estrutura. Este processo é dito de **Classificação** – agrupar "coisas" de acordo com as suas similaridades.

As classificações taxonómicas foram sendo e continuam a ser modificadas. Actualmente, a classificação dos seres vivos em cinco Reinos proposta por Robert Whittaker (1920 – 1980) parece ser a que melhor satisfaz. Admite-se a existência dos reinos Monera, Protista, Fungi, Plantae e Animalia. Esta classificação baseia-se essencialmente nos níveis de organização estrutural, nos tipos de nutrição e no tipo de interacção que os seres vivos estabelecem nos ecossistemas onde estão inseridos (Hart, 2002; Bryson, 2006). A classificação mais recente inclui os reinos propostos por Whittaker em três Domínios: Archaea, Bactéria (também designado de Eubactéria) e Eukarya (Hart, 2002).

Actualmente parece consensual a ideia de que o desenvolvimento e diversificação da Vida foram resultado de uma sucessão de eventos: existência de um substrato (a geosfera), água no estado líquido, pequenas moléculas orgânicas, moléculas orgânicas mais complexas, membranas lípido-proteicas, capacidade para obtenção de energia e capacidade de reprodução.

Neste capítulo apresentam-se algumas hipóteses propostas e as descobertas recentes e com maior significado para a interpretação deste assunto.

5.1 Hipóteses para a origem da Vida

O aparecimento de Vida na Terra constitui um tema apaixonante que tem, ao longo dos tempos, levado o Homem à procura de respostas para velhas e novas questões que entretanto se vão colocando. Várias hipóteses para a origem da Vida têm sido propostas, contudo, apenas será feita uma breve abordagem a algumas das interpretações.

“No princípio creou Deus os céus e a terra. E a terra era sem fôrma e vazia; e havia trevas sobre a face do abysmo: e o Espírito de Deus se movia sobre a face das águas”. É assim que começa o livro do Génesis sobre a origem da Vida e da história da humanidade. Frequentemente, o

Homem viu e construiu, sobre a problemática da origem da Vida, uma complexa teia de relações, nas quais era imprescindível a componente divina para obter uma resposta coerente. Segundo os criacionistas, o toque de Deus tem obrigatoriamente que estar presente, pois sem ele a própria base da sociedade estaria comprometida. Deus foi o responsável pela criação da Terra e da Vida, e esta afirmação é uma verdade que, mesmo com algumas contradições evidentes, não pode, nem deve ser contestada (Carrapiço, 2001).

Para além da explicação judaico-cristã existem outras perspectivas, defendidas essencialmente por cientistas, tais como: a hipótese de geração espontânea, a hipótese cosmozóica, a hipótese autotrófica e a hipótese heterotrófica. Segundo a geração espontânea, onde se destacaram como defensores personalidades como Aristóteles (384-322 a.C.), Descartes (1596-1650) e Newton (1642-1727), a Vida surgiu a partir da matéria inerte. Os seres vivos poderiam ser simples ou complexos que a sua origem era comum: a matéria inerte. Apesar de no século XVII terem surgido novas ideias, este modelo prevaleceu até meados do século XIX. Só em 1862, Louis Pasteur (1822 – 1895), com base em experiências realizadas por si, concluiu que nas condições actuais da Terra não ocorria geração espontânea (Raven & Johnson, 2004).

Ainda no final do século XIX, alguns investigadores sugeriram que a Vida pode ter vindo para a Terra de qualquer ponto do Universo sob a forma de microorganismos resistentes. Os veículos de transporte podem ter sido os cometas e os meteoritos. Esta ideia, defendida, entre outros, por Svante Arrhenius (1859 – 1927), constitui a base de uma tendência explicativa da origem da Vida chamada panspermia ou hipótese cosmozóica. Naquela altura, os conhecimentos sobre o Universo ainda eram escassos. Apenas nos anos sessenta, com o estudo aprofundado dos meteoritos é que esta hipótese começou a ter maior aceitação (Raven & Johnson, 2004; Van Loon, 2005).

À semelhança do que admitem os defensores da geração espontânea, também os defensores das hipóteses autotrófica e heterotrófica defendem a ideia de que a Vida teve origem na Terra. A diferença reside no facto de admitirem a existência de uma evolução pré-biológica, ou seja, a formação de matéria orgânica simples que evoluiu para matéria orgânica complexa e que culminou com o surgimento da Vida. A dúvida está no tipo de nutrição. Autotrofia ou heterotrofia? Actualmente sabe-se que os seres autotróficos são capazes de produzir o seu alimento a partir da matéria mineral disponível no meio. Como tal, ocupam a base das cadeias alimentares estando os seres heterotróficos dependentes deles. Logo, parece lógico pensar que surgiram primeiro. Contudo, a elevada complexidade dos processos metabólicos que estes seres apresentam levam a

que outros cientistas defendam que foram os seres heterotróficos muito simples os primeiros a surgirem. As bases da hipótese heterotrófica foram lançadas por Aleksandr Ivanovitch Oparin (1894 – 1980) e John Burdon Sanderson Haldane (1892 – 1964), na década de vinte do século passado.

Ao longo do tempo o conhecimento vai progredindo e muitas hipóteses são abandonadas. As que sobrevivem são muitas vezes modificadas (Sylvester-Bradley, 1983). Apesar da origem da Vida ser um assunto que sofre constantemente discussão está longe de obter concordância. Na opinião de Orgel (1998), a origem da Vida na Terra tem muito em comum com uma história policial bem construída. Existem muito poucas pistas acerca do local e do momento exacto e, dificilmente são encontrados dois investigadores com a mesma perspectiva (Orgel, 1998).

No entanto, existe algum acordo na ideia de que durante milhões de anos desenvolveu-se na geosfera uma série de reacções químicas, cada vez mais complexas, que prepararam o aparecimento da Vida. Embora seja a mesma em todas as formas de Vida existentes, a química da Vida é muito complexa. E toda a Vida na Terra usa a mesma linguagem (o código de DNA) para transmitir as suas características de geração em geração.

Actualmente ainda não há consenso para a data de aparecimento da Vida na Terra. Existem evidências que apontam para três valores no intervalo entre 3.8 Ga e 4.0 Ga, são eles 3.8 Ga (Mojzsis et al., 1996; Nisbet & Sleep, 2001; Snoks, 2005), 3.85 Ga (Holland, 1997) e 4.0 Ga (Panov, 2005).

5.2 A Terra, um planeta único – condições para a origem da Vida

A história da formação do Sistema Solar, e da Terra em particular, é relativamente bem conhecida. Contudo, no que diz respeito à história geológica e biológica referente ao Hadaico e ao Arcaico o conhecimento é menor. O registo geológico é escasso e a composição da atmosfera, da hidrosfera e das características climáticas não estão totalmente conhecidas. Por outro lado, o registo fóssil de Vida surge essencialmente no Arcaico, embora seja possível virem a ser descobertos fósseis também no Hadaico (McClendon, 1999).

A Vida na Terra parece ter começado com organismos metabolicamente avançados, capazes de produzir oxigénio. Por este motivo, McClendon (1999) considera que muito acerca da

origem da Vida se encontra ainda escondido e que, provavelmente, as explorações em Marte poderão trazer mais pistas sobre este tema.

Na Terra a Vida teve como suporte as características tão particulares dos sistemas geosfera, atmosfera e hidrosfera (McClendon, 1999; Ward & Brownlee, 2003). A geosfera sofreu diversos processos de diferenciação geoquímica e geológica no início da formação da Terra, que conduziram à estruturação do planeta. Ao mesmo tempo estes processos geraram os restantes sistemas terrestres, a atmosfera e a hidrosfera permitindo que, ao longo da história deste planeta, fossem reunidas as condições favoráveis ao aparecimento e desenvolvimento da Vida. Por esta razão, o conhecimento da evolução da geosfera, atmosfera e hidrosfera é essencial para a compreensão da origem e evolução da biosfera, que não ocorreram isoladamente dos sistemas terrestres (Ward & Brownlee, 2003).

De todos os planetas do Sistema Solar, a Terra é o único que reuniu as condições necessárias para a instalação de Vida. São elas:

- Tamanho

Num planeta maior que a Terra a atracção da gravidade era mais forte e, como tal, albergava uma atmosfera tão densa que não permitia a passagem da energia solar, indispensável à Vida. Pelo contrário, se o planeta fosse menor, a atracção da gravidade era muito baixa e, como tal, a atmosfera era reduzida, insuficiente ao desenvolvimento da Vida (Stanley, 1999);

- Distância ao Sol

Os valores da temperatura na Terra não apresentam flutuações muito elevadas quando comparadas com o que ocorre, por exemplo, em Mercúrio. Neste, devido à ausência de atmosfera, responsável pelo efeito de estufa, a temperatura na face voltada para o Sol é na ordem dos 430 °C, enquanto que na face oposta é de -170 °C (Stanley, 1999; Dobretsov et al., 2006). A Terra está à distância ideal do Sol, sendo este uma estrela suficientemente grande para irradiar energia sem que se esgote rapidamente.

- Água no estado líquido

O líquido água é essencial à Vida. Este estado físico é dependente da temperatura no planeta, existindo na Terra as condições de amplitude térmica que permitem a presença de

água no estado líquido. A água é, com efeito, um dissolvente universal. Ao dissolver minerais e compostos orgânicos favorece o encontro entre os átomos e as moléculas, aumentando a probabilidade de ocorrência de reacções químicas. Por este motivo alguns autores defendem que a Vida não surgiu antes de 3.8 Ga, porque não há evidências directas da existência de água líquida antes desta data (Nisbet & Sleep, 2001; Dobretsov et al., 2006).

- Dinâmica

A Terra é um planeta tectonicamente activo. A diversidade de ambientes continentais e aquáticos só é possível devido à actividade tectónica, e a outros processos geológicos.

- Satélite Lua

A Lua desempenha um papel fundamental na estabilização do estado atmosférico, na regulação da velocidade e no ângulo de rotação da Terra (Kaufmann & Comins, 1997).

- Composição

Há cerca de 92 elementos naturais na Terra. Alguns destes elementos químicos são bastante escassos. Na realidade, apenas 30 elementos são abundantes na Terra, dos quais os fundamentais para a maior parte dos seres vivos são: o carbono, o hidrogénio, o oxigénio, o azoto e o fósforo (Schopf, 2002).

5.3 Origem da Vida

5.3.1 Blocos constituintes da Vida

São necessários dois requisitos para a Vida tal como a conhecemos hoje: a presença de água no estado líquido e de polímeros orgânicos (Schopf, 1992, 2002; Bada, 2004; Dobretsov et al., 2006). As propriedades únicas da água são essenciais para que determinadas reacções químicas ocorram. Por outro lado, os polímeros são usados nas funções biológicas como a

replicação e metabolismo. Sem estes componentes vitais a Vida não seria possível (Schopf, 1992, 2002; Bada, 2004).

Todas as formas de Vida actuais têm um elevado número de características bioquímicas comuns. São caracterizadas essencialmente por serem constituídas por células, estas por macromoléculas que são polímeros. Isto é, cada macromolécula é formada por um grande número de unidades básicas repetidas (monómeros) e unidas umas às outras por ligações químicas. Os dois tipos essenciais de macromoléculas encontradas nos seres vivos são as proteínas e os ácidos nucleicos, DNA e RNA (Schopf, 1992; Engel & Macko, 1993). Para além destas possuem também lípidos e glicídios.

Praticamente todos os investigadores neste tema estão de acordo que para a origem da Vida é necessária uma fonte de elementos químicos apropriados, a partir dos quais as moléculas orgânicas foram sintetizadas, e uma fonte de energia que promovesse as reacções químicas envolvidas na síntese dessas moléculas orgânicas.

Foram os compostos orgânicos sintetizados durante um longo período em vários ambientes e a sua acumulação, essencialmente em meios aquáticos, por processos geológicos, que permitiram o desenvolvimento da Vida. O material orgânico acumulado nos meios aquáticos terrestres constituiu a **sopa primitiva**. Alguns cientistas admitem mesmo que foi na *sopa primitiva* que ocorreram diversas reacções conducentes ao aparecimento da Vida (Saito et al., 2003; Bada, 2004).

As macromoléculas foram compostas por monómeros, compostos mais simples, denominados por blocos constituintes da Vida. Os principais elementos químicos que constituem as moléculas orgânicas são o carbono, o hidrogénio, o azoto e o oxigénio, elementos que estavam presentes na atmosfera sob a forma de dióxido de carbono (CO₂), vapor de água (H₂O), azoto (N₂), metano (CH₄) e amónia (NH₃).

Admite-se que estes elementos necessários à Vida se combinaram dando origem a monómeros (moléculas orgânicas simples), como por exemplo os aminoácidos e as bases azotadas. A fonte de energia para estas reacções foi, muito provavelmente, a radiação ultravioleta e as descargas eléctricas (Engel & Macko, 1993; Rollinson, 2001; Dobretsov et al., 2006).

Os monómeros são considerados os blocos constituintes da Vida, pois é a partir destes que se formam moléculas orgânicas mais complexas, constituintes das células e que estão na base da Vida (Schopf, 1992, 2002). Da associação de blocos constituintes (monómeros) através de ligações químicas, resultam polímeros importantíssimos.

Qual foi a origem dos blocos constituintes da Vida? Onde se formaram as moléculas necessárias à emergência da Vida? Foram o resultado de uma evolução pré-biológica que decorreu na Terra? Foram trazidos para o nosso planeta por corpos extraterrestres?

Estas questões, apesar de postularem duas situações muito diferentes, recebem ambas respostas afirmativas consoante a equipa de investigadores a que for colocada. De facto, actualmente existem dois modelos principais: um admite que os blocos constituintes da Vida foram gerados através da síntese abiótica na Terra, modelo endógeno; outro que defende a proveniência através de fontes extraterrestres, modelo exógeno (Panov, 2005).

Experiências laboratoriais como a de **Stanley Miller** mostram que os blocos constituintes da Vida podem ser sintetizados em laboratório (Schopf, 2002). Devido ao impacto causado em 1950 pela experiência de Miller, a grande maioria dos cientistas admite a existência de uma evolução pré-biológica na Terra, ou seja, uma evolução antes do surgimento da Vida (Walde, 2006).

Baseado em trabalhos anteriores de Aleksander Oparin (1894 – 1980) acerca da composição da atmosfera primitiva, Miller sintetizou experimentalmente diversos aminoácidos a partir da mistura desses gases (metano, amónia e vapor de água), sujeita a descargas eléctricas e posterior arrefecimento. Para tal utilizou um aparelho semelhante ao representado na figura 5-1 (Oparin, 1929; Russel & Hall, 1997; Schopf, 2002; Walde, 2006). Fascinado, o supervisor de Miller, Harold Urey, atreveu-se a afirmar que “Se Deus não fez assim, perdeu uma bela oportunidade” (Bryson, 2006).

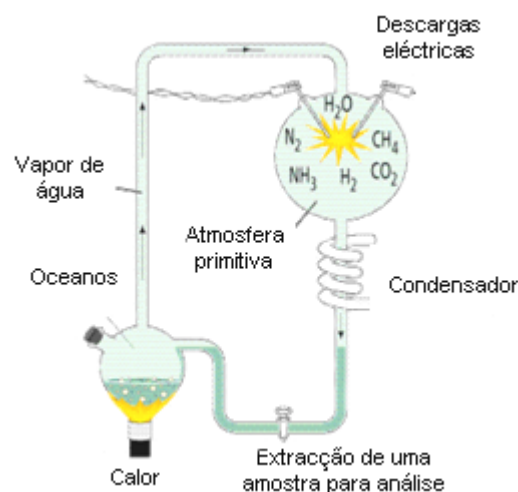


Figura 5-1 Dispositivo experimental usado por Stanley Miller. Os gases que possivelmente estiveram presentes na atmosfera primitiva são sujeitos a descargas eléctricas sofrendo posterior condensação e deposição no oceano primitivo (adaptado de: Farabee, 2001).

Outro aspecto importante na experiência de Miller foi a obtenção de aldeídos, cetonas e, principalmente, cianeto de hidrogénio (HCN), molécula que gera moléculas importantes como a glicínia, adenina e guanina, constituintes dos ácidos nucleicos (Bada, 2004).

Apesar de na sua primeira experiência não ter obtido os cerca de 20 aminoácidos essenciais à Vida, em experiências mais recentes foi possível a obtenção de todos eles (Russel & Hall, 1997). Trabalhos semelhantes foram realizados por diversos investigadores, tendo-se verificado que, em condições redutoras, produziam-se importantes moléculas orgânicas (Bada, 2004).

Na actualidade, estão a ser contestados alguns dos pressupostos da experiência de Miller:

- A experiência decorreu em sistema fechado, o qual não representa as condições naturais que existem entre a atmosfera e a hidrosfera, que são sistemas abertos em interacção, com constantes trocas, ganhos e perdas de matéria e energia. Em sistema aberto não são produzidos os mesmos produtos finais, pois não são atingidos os mesmos valores de concentração para elementos como o hidrogénio;
- Existe um pressuposto de natureza geológica que geralmente não é tido em consideração. Alguns geólogos consideram que a fusão e posterior segregação do ferro (e outros elementos pesados como o níquel) para o núcleo terrestre, não se verificou logo na fase inicial de desenvolvimento da estrutura interna da Terra. A disponibilidade em ferro é um elemento-chave devido à sua capacidade em se combinar com o oxigénio, possibilitando deste modo que o carbono e o azoto, lançados para a atmosfera a partir das emanações gasosas vulcânicas, pudessem combinar-se formando metano e amónia.

Actualmente, contudo, apesar de se continuar a defender um modelo de acreção para a evolução do nosso planeta, acredita-se que possa ter existido uma fase inicial de mega-impactos meteóricos (aproximadamente entre 4.5 Ga e 3.8 Ga). Esses impactos devem ter proporcionado a energia térmica necessária para uma diferenciação planetária precoce com remoção, por afundimento, de ferro. Deste modo, na ausência de grandes concentrações de ferro a atmosfera primitiva devia ser rica em CO₂, o que inviabilizava os resultados da experiência de Miller.

Noutras experiências, com glicínia e outros aminoácidos, sob condições de elevada temperatura, semelhante à que se verifica em locais com hidrotermalismo, foram produzidos péptidos com seis ou mais aminoácidos (Bada, 2004).

Sobre este assunto, o aparecimento de Vida na Terra, existem defensores de que ela tenha surgido muito rapidamente, num intervalo de tempo tão curto que alguns investigadores admitem que tenha havido uma ajuda... a Vida pode ter vindo do espaço!

Esta ideia não é nova, já em 1871 Lord Kelvin afirmou que os germes da Vida podem ter sido trazidos para a Terra por algum meteorito (Bryson, 2006), mas só recentemente conquistou mais adeptos. A composição de meteoritos, analisados nas últimas décadas, tem sido estudada e alguns investigadores sugerem a possibilidade de origem extraterrestre da matéria orgânica, a partir da qual a Vida se desenvolveu na Terra. Outros admitem que a própria Vida possa ter tido origem extraterrestre (ESA, 2002; Cowen, 2004).

O meteorito de Murchison ficará eternamente conhecido como o responsável por desencadear novamente a discussão sobre estas hipóteses. Análises espectrais revelaram que este meteorito, com cerca de 4.5 Ga, que caiu na Austrália em 1969, estava crivado de aminoácidos, oito dos quais integram as proteínas terrestres. Contudo, só cerca de 30 anos após a sua colisão, em 2001, um grupo de investigadores anunciou também a presença de cadeias complexas de açúcares até então identificados apenas na Terra. Também no meteorito de Murray, que caiu nos EUA em 1950, foi encontrada uma mistura complexa de aminoácidos (Sukumaran, 2001; Pizzarello et al., 2003).

Noutros meteoritos estudados, como o de Orgueil, que caiu em França em 1864, e o de Ivuna, que caiu na Tanzânia em 1938, tinham sido detectadas estruturas microscópicas perfeitamente organizadas. A polémica em torno do meteorito de Orgueil foi elevada. Alguns investigadores admitiam a existência de microfósseis de algas ou então de vestígios de actividade biológica. Em 2001 foram publicados novos resultados que indicavam a presença de aminoácidos como a glicina e a alanina. Também foi analisada a concentração isotópica de carbono que permitiu concluir que não se tratavam de contaminações terrestres. A presença de compostos orgânicos também foi detectada no meteorito de Allende que caiu no México em 1969 e no meteorito ALH84001 que caiu na Antártida em 1984 (Stoks & Schwartz, 1979; Van Loon, 2005; Darling, 2006).

Pensa-se que o meteorito de Murchison e o meteorito Murray, tal como a maioria dos meteoritos estudados, resultaram da fragmentação de um asteroide, enquanto que o de Orgueil e o de Ivuna aparentemente derivam de cometas. Os aminoácidos presentes nos dois últimos parecem ter sido originados a partir de cianeto de hidrogénio $(\text{HCHO})_n$, cuja presença foi recentemente detectada no cometa Hale-Bopp e no cometa Hyakutake. Isto sugere que a matéria orgânica presente no meteorito de Orgueil e de Ivuna pode ter sido produto de reacções que ocorreram no núcleo de cometas. A ser verdade, os aminoácidos intervenientes na origem da Vida na Terra, podem ter sido trazidos por meteoritos derivados de cometas. Também no cometa Halley foi encontrada uma grande quantidade de matéria orgânica (Stoks & Schwartz, 1979; Thomas et al., 1997, Sukumaran, 2001; Shiller, 2005; Darling, 2006). Estas evidências sugerem que os blocos constituintes da Vida poderão ter tido uma origem extraterrestre.

5.3.2 Passos para a Vida

As repetições da experiência de Miller só tinham produzido aminoácidos. Porém, o verdadeiro problema não é criar aminoácidos, é criar proteínas (Bryson, 2006). Além de explicar a origem dos blocos constituintes da Vida, é preciso procurar resposta ao modo como estes se organizaram para formar células capazes de crescimento, replicação e transmissão das suas informações genéticas.

Como ocorreu a polimerização? Como é que os aminoácidos se encadearam para formar proteínas?

Explicar o modo como ocorreu a polimerização é mais complicado, pois uma proteína resulta da junção de aminoácidos numa determinada ordem, da mesma maneira que se juntam letras do alfabeto para criar palavras (Engel & Macko, 1993; Schopf, 1992).

Entre os vários investigadores que trabalharam em condições de simulação da atmosfera redutora destacam-se os trabalhos de **Sidney Fox** (1912 – 1998). Utilizando uma mistura semelhante à de Miller e aquecendo-a, para que deste modo fosse ligeiramente desidratada, este bioquímico sintetizou pequenas moléculas designadas de proteinóides, as quais consistem em ligações de mais de 200 aminoácidos, como mostra a figura 5-2 (Wicander & Monroe, 2000).

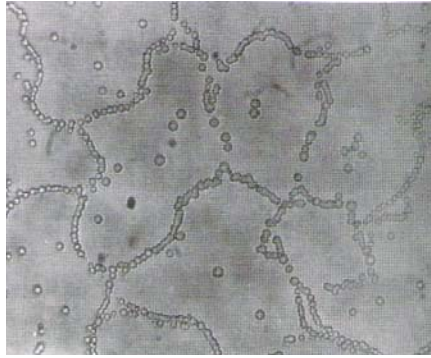


Figura 5-2 Proteinóides sintetizados por Fox (retirado de: Wicander & Monroe, 2000).

Contudo, para serem considerados formas de Vida, têm que se individualizar do meio envolvente e adquirir auto-suficiência, tal como as células actuais (Cowen, 2004). Por esta razão, a aquisição de uma membrana envolvente e o desenvolvimento de catalizadores são considerados como sucessos evolutivos posteriores (Walde, 2006).

5.3.3 Individualização orgânica relativamente ao meio

Segundo John Burdon Sanderson Haldane (1892 – 1964), formaram-se na Terra primitiva diversos monómeros que se acumularam no fundo dos oceanos, passando a integrar a *sopa primitiva*. De acordo com Sidney Fox os aminoácidos contidos nesta sopa primitiva polimerizaram por acção do calor que se fazia sentir, dando origem a polímeros (Russel & Haal, 1997). Fox realizou outras experiências, sintetizando proteínas em laboratório, os proteinóides, as quais se agregavam espontaneamente, formando agregados mais ou menos organizados, as microesferas (Bowler, 2003; Walde, 2006; Blaker, 2006).

A formação das **microesferas** (obtidas em laboratório) constituiu um passo importante, pois representa o efeito de aproximação das moléculas entre si e respectiva individualização relativamente ao meio circundante como consequência da formação de “membranas”, a partir de materiais orgânicos (essencialmente proteínas e lípidos).

Apesar de serem simples esferas com membranas lipídicas, estas moléculas são intermédias entre os elementos inorgânicos e os organismos vivos, sendo também designadas de

protobiontes (Oparin, 1965 *in* Blaker, 2006), probiontes (Oparin & Gladilin, 1980 *in* Blaker, 2006), protocélulas (Morowitz et al., 1988 *in* Blaker, 2006) ou coacervados (Jones, 2004).

A membrana lipídica confere individualização relativamente ao meio, funcionando como uma barreira semi-permeável que permite apenas a passagem de determinadas substâncias (como por exemplo, substâncias lipossolúveis e pequenas moléculas sem carga). Outras substâncias a que a membrana é impermeável e são necessárias à célula entram através de proteínas transportadoras contidas na membrana (Deamer, 2000; Blaker, 2006).

A molécula lipídica que constitui as membranas biológicas, fosfolípido (esta designação deve-se ao facto de ter um fósforo associado ao glicerol e ácidos gordos), apresenta uma extremidade hidrofílica (a cabeça) e outra hidrofóbica (a cauda). Por este motivo, em contacto com a água (figura 5-3), organizam-se para que as caudas fiquem voltadas para o interior, originando estruturas esféricas (lipossomas) ou bicamadas (Deamer, 2000; Cowen, 2004; Jones, 2004; Blaker, 2006). Segundo Deamer (2000) os lipossomas constituem um bom modelo para as primeiras membranas.

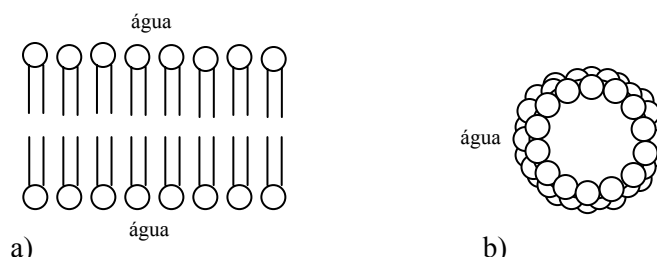


Figura 5-3 Bicamada fosfolipídica (a) e lipossoma (b), formados em meio aquoso (adaptado de: Cowen, 2004).

5.3.4 O grande passo

As microesferas de Fox eram capazes de aumentar de volume e dividir-se espontaneamente, fenómeno que pode ser associado à capacidade de replicação, exclusiva dos seres vivos. Esta auto-organização espontânea levou ao surgimento da hipótese “lipid world” (mundo dos lípidos), cujos autores admitem que não foi só uma molécula anfipática (fosfolípido) que teve um importante papel na origem da Vida mas sim todos os lípidos em geral (Walde, 2006).

No entanto, actualmente sabe-se que para que ocorra replicação é necessária a intervenção dos ácidos nucleicos (figura 5-4), DNA (ácido desoxirribonucleico) e RNA (ácido ribonucleico). Todavia, estas moléculas não são capazes de se replicar na ausência de enzimas, da mesma forma

que as enzimas (proteínas) não podem ser sintetizadas na ausência de ácidos nucleicos (Limpoco, 2000; Rollinson, 2001; Jones, 2004; Orgel, 2006).

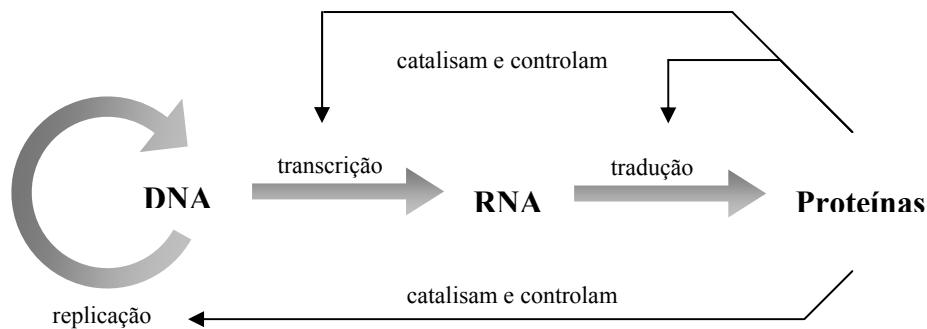


Figura 5-4 O DNA (ácido desoxirribonucleico) contém a informação necessária à síntese proteica, que tem como intermediário fundamental o RNA. Contudo, são necessárias proteínas (enzimas) para que ocorra a síntese de DNA (replicação) e de RNA (transcrição) (adaptado de: Cowen, 2004).

Muito recentemente foi demonstrado experimentalmente que pequenas moléculas de RNA são capazes de se auto-replicarem sem a intervenção de enzimas. Com base nesta descoberta, parece evidente que o primeiro sistema capaz de auto-replicação pode ter sido a molécula de RNA. Isto explica o surgimento de uma hipótese que ficou conhecida como “RNA world” (mundo do RNA). Segundo os seus autores, estas moléculas foram intermediárias entre os compostos químicos inorgânicos e os organismos vivos (Altman, 2001; Jones, 2004; Orgel, 2006; Walde, 2006). Na opinião de Bada (2004) foi a primeira molécula capaz de multiplicação, hereditariedade e variação, fenómenos que marcam o grande passo para as primeiras formas de Vida e posterior evolução. Contudo, é pouco provável que a molécula de RNA tenha surgido espontaneamente porque se trata de uma molécula muito instável nas condições da Terra primitiva. Por este motivo muitos autores admitem que existiu uma molécula capaz de reter informação, não necessariamente o RNA ou DNA, mas um ácido nucleico peptídico (PNA), mais estável (Bada, 2004). Qualquer que tenha sido a molécula precursora da Vida, actualmente a ideia de que a Vida é um produto da evolução parece ser aceite pela maioria dos autores (Cairns-Smith, 1990).

Parece ser consensual para a maioria dos investigadores que o “mundo do DNA/Proteínas” foi posterior ao do RNA. A instabilidade do RNA pode ter sido uma razão para esta transição. O DNA, mais estável e com capacidade de armazenar a informação, começou a ser transmitido às

gerações seguintes. O RNA assumiu o papel de intermediário (figura 5-4) para a biossíntese de proteínas a partir da informação contida no DNA (Bada, 2004).

5.3.5 Em que ambientes se desenvolveu a Vida?

A determinação do ambiente favorável à origem da Vida na Terra constitui um tema em que as opiniões são diversas, existindo várias propostas sustentadas em observações actuais. A Vida na Terra está presente em ambientes com características muito variadas, alguns aparentemente inóspitos para a maioria dos seres vivos. Os ambientes propostos como favoráveis para a origem da Vida variam entre ilhas vulcânicas e o fundo dos oceanos.

Apesar de mais estável que o RNA, o DNA é também facilmente degradado a elevada temperatura. O mesmo acontece com as enzimas (proteínas) que desnaturam rapidamente a partir de valores de temperatura elevados, cerca de 40°C. Este facto limitou, desde logo o ambiente onde as biomoléculas precursoras de Vida se formaram de modo a que sobrevivessem num intervalo de tempo suficiente para posterior evolução. A sobrevivência destas entidades deve ter sido mais favorável em ambientes frios. Contudo, diversos estudos revelam que a evolução pré-biológica ocorreu em locais com temperatura elevada, semelhante à dos sistemas hidrotermais (Bada, 2004).

No seio da diversidade de ambientes terrestres têm sido sugeridos muitos locais para o desenvolvimento da Vida: sopa primitiva presente no fundo dos oceanos (Oparin, 1939 *in* Walde, 2006), superfícies de minerais de argila (Cairns-Smith, 1985 *in* Walde, 2006) ou pirite (Tributsch et al., 2003 *in* Walde, 2006), sistemas hidrotermais (Corliss et al., 1981; Cockell, 2004 *in* Walde, 2006), solos, atmosfera, espaço, lagos, lagoas e ilhas vulcânicas em locais da Terra com temperatura baixa (Cowen, 2004). O espaço e a atmosfera são demasiado secos enquanto que nos solos é possível que não existisse quantidade suficiente de matéria orgânica, tal como existia nos reservatórios de água (Cowen, 2004; Dobretsov et al., 2006). Contudo, a presença de determinados compostos químicos (bases azotadas, açúcares, ...) em meteoritos contraria a ideia de um espaço sideral pobre em matéria orgânica (ESA, 2002). Está previsto o lançamento, em 2007, o telescópio espacial Herschel preparado para detectar no espaço compostos químicos complexos como moléculas orgânicas (ESA, 2002). Pode ser que surjam novas informações...

É consensual, para a maioria dos autores que a Vida teve origem em ambiente aquático: lagos, lagoas e oceanos. Sankaran (2001) não descarta a possibilidade da Vida ter surgido em ambientes terrestres ao mesmo tempo que surgiu nos aquáticos. Contudo, como a crusta

continental demorou algum tempo a estabilizar admitem que a Vida não resistiu. Por outro lado, a Terra passou por vários períodos de glaciações em que, durante uma ou duas glaciações, o planeta esteve totalmente coberto de gelo (Kaufman, et al., 1997, citado em Sankaran, 2001).

Segundo Sankaran (2001) a Vida sob a forma de seres muito simples teve origem nos oceanos durante o Arcaico inicial, há mais de 3.8 Ga, pois os fósseis anteriores ao Ordovícico-Silúrico pertencem apenas a seres marinhos. A Vida em ambientes terrestres não aquáticos pode ter sido posterior à origem da Vida aquática (Sankaran, 2001).

Contudo, é pouco provável que a Vida se tenha iniciado no mar, pois as moléculas orgânicas são extremamente vulneráveis ao sódio e cloro presentes na água. É mais provável que a Vida se tenha desenvolvido em lagos ou lagoas, essencialmente de climas tropicais, onde a temperatura é elevada, facilitando reacções químicas. Porém as bases constituintes do RNA são pouco estáveis a valores de temperatura elevados, o que torna as águas tropicais demasiado quentes (cerca de 25 °C) para a origem da Vida (Cowen, 2004). Por este motivo Cowen (2004) considera que muito provavelmente o melhor ambiente para a origem da Vida possa ter sido as ilhas vulcânicas existentes em locais da Terra com temperatura baixa, onde eram reunidas condições muito diversificadas: actividade vulcânica, tempestades, relâmpagos e neve. Se de facto a Vida teve origem neste ambiente foi necessária a presença de ambientes terrestres e aquáticos.

A atmosfera inicial era essencialmente composta por CO₂, N₂, H₂, NH₃, CH₄ e continha menos de 1 % do teor de oxigénio presente actualmente. A pequena percentagem de oxigénio produzido teria sido usada na oxidação de minerais de ferro (sub-capítulo 4.2.5). O efeito mais importante resultante da ausência de uma elevada quantidade de oxigénio foi a incapacidade de se formar a camada de ozono, que desempenha um importante papel na protecção da Vida terrestre contra as radiações UV letais (Sankaran, 2001; Cockell, 2004).

Só num ambiente a Vida poderia estar protegida das radiações UV: no fundo dos oceanos! Mais concretamente nas cristas médio-oceânicas onde o calor libertado nas zonas de rifte é responsável pelo aquecimento da água e consequente formação de fontes hidrotermais, que contribuíram como fontes de hidrogénio (H₂), sulfureto de hidrogénio (H₂S), metano (CH₄) e, possivelmente, cianeto de hidrogénio (HCN), precursor de moléculas orgânicas (Nisbet & Fowler, 1996). Pensa-se que no Arcaico a produção de nova crosta oceânica foi de cerca 100 km³ por ano. Na presença de todo este dinamismo será que a Vida teria a capacidade de se instalar nestas zonas do planeta?

Actualmente foi sugerido um novo ambiente que pode ter constituído um abrigo de protecção à Vida, não só dos impactos iniciais como também das radiações UV: as rochas (Cockell, 2004). Apesar de ser difícil testar esta ideia experimentalmente, sabe-se que a meteorização física e química das rochas, à semelhança de outros processos geológicos, era bastante intensa na Terra primitiva. As cavidades das rochas resultantes da meteorização podem ter fornecido microambientes propícios ao desenvolvimento da Vida (Cockell, 2004). Outro aspecto que apoia esta ideia é a presença de microorganismos heterotróficos em gnaisses no Ártico, o que sugere que possivelmente as biomoléculas podem ter sofrido a evolução pré-biológica nas rochas (Cockell, 2004).

Os depósitos minerais tiveram também particular importância. Admite-se que algumas reacções químicas tiveram lugar em superfícies minerais (pirite e minerais de argila), que catalizaram polimerizações na presença de água. Este tipo de catálise já foi demonstrada em laboratório e tudo leva a pensar que ocorreu na Terra primitiva.

A pirite, frequente nos meios ambientes primitivos dadas as suas características redutoras, contém cargas positivas que podem induzir, por atracção eléctrica, a reunião de moléculas orgânicas carregadas negativamente, aproximando-as o suficiente para se unirem. A argila é formada por minerais com uma estrutura cristalina bandada cujo padrão se repete e pode reproduzir eventuais defeitos na malha cristalina, de modo algo similar a uma mutação numa cadeia de DNA. Alguns investigadores estão a explorar a possibilidade dos minerais de argila e outras estruturas poderem ter desempenhado um papel importante como matrizes, controlando os primeiros passos da síntese pré-biológica.

Os sistemas hidrotermais podem ter sido também locais propícios ao estabelecimento de ligações químicas favorecidas pela temperatura e pressão elevadas frequentes nestes domínios (Clarins-Smith, 1990; Hazen et al., 2002; Bada, 2004; Rushdi & Simoneit, 2006). As propriedades físicas e químicas em sistemas hidrotermais facilitam as reacções entre compostos orgânicos e inorgânicos (Rushdi & Simoneit, 2006). Efectivamente, as reacções de condensação de moléculas lipídicas anfipáticas ocorrem facilmente sob estas condições assim como outras sínteses biológicas (Hazen et al., 2002; Rushdi & Simoneit, 2006). As descobertas recentes de Vida abundante em chaminés hidrotermais submarinas constitui um forte argumento para os defensores destas ideias (Hazen et al., 2002). Nestes ambientes foram encontrados ecossistemas ligados à química do enxofre, de grande riqueza biológica, contendo na base da cadeia alimentar bactérias que reduzem

o enxofre e estão entre as entidades mais primitivas conhecidas. Estes ecossistemas são possivelmente testemunhos relíquia das primeiras comunidades biológicas que povoaram o nosso planeta.

O ambiente do *last common ancestor* (primeiro ser vivo, a partir do qual evoluíram todos os restantes) da Vida é ainda muito discutido. Alguns autores admitem que a Vida possa ter surgido em ambientes bastante adversos. Aliás, actualmente diversos estudos suportam ainda a ideia de que foi hipertermófilo, muito provavelmente um sobrevivente do intenso impacto que aqueceu o oceano (Morys, 1992). Actualmente são conhecidas formas de Vida capazes de se desenvolver em locais com temperatura muito elevada, como é o caso das bactérias de “*Octopus Spring*”, no parque americano de Yellowstone e das cianobactérias encontradas num géiser, no Nevada (figura 5-5). As cianobactérias são as responsáveis pelas riscas azuis-esverdeadas presentes nas vertentes da colina do géiser. Contudo, esta hipótese de um ancestral comum hipertermófilo é muito recente e não recolheu muitos argumentos a favor (Galtier et al., 1999). Uma alternativa interessante e ainda pouco conhecida é a de que o ancestral comum possa ter sido uma bactéria planctónica não hipertermófila. Esta hipótese surge na sequência de estudos realizados em RNA ribossómico (Woese, 1998).



Figura 5-5 Géiser localizado no Nevada (Lanting, 2006)

Contudo, nem todas as evidências e suposições apontam para o surgimento da Vida nos oceanos. Actualmente sabe-se da existência de organismos resistentes a radiações UV. Desta forma, a ausência de camada de ozono não é argumento suficiente para que não possamos admitir que a Vida tenha tido origem fora dos oceanos. Também o facto da maioria dos fósseis serem encontrados em estratos marinhos não prova uma origem da Vida nos oceanos. É sabido que o

processo de fossilização ocorre mais facilmente no fundo dos oceanos, locais onde o isolamento dos cadáveres é mais eficaz, e sob condições redutoras.

Ao contrário do que defende um grande número de autores, as áreas continentais não seriam tão desprovidas de Vida (Sankaran, 2001). Em 1980 pareciam ter surgido novos indicadores relevantes, pois foram encontradas evidências de actividade de microorganismos na Terra, sob a forma de fósseis de esporos e matéria orgânica. Contudo, estes datam do Proterozóico (pós 2.2 Ga), o que de certa forma nada acrescenta à explicação do surgimento da Vida nos oceanos ou em ambientes terrestres e aéreos (Sankaran, 2001).

Apesar de se tratar de uma questão em aberto, as evidências de Vida em ambiente terrestre surgiram entre 3.0 e 2.5 Ga (figura 5-6).

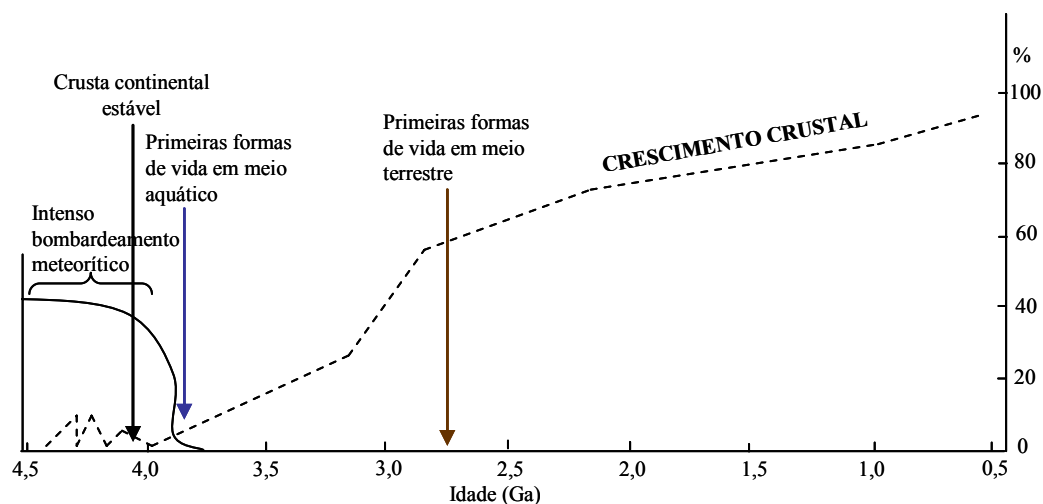


Figura 5-6 História geológica dos principais eventos com referência à Vida na Terra (adaptado de: Sankaran, 2001).

5.3.6 Geofontes

Para a origem da Vida foi necessária a disponibilidade de compostos químicos. Os mesmos são necessários para a realização das funções vitais dos seres vivos, que precisam da energia disponível no meio ou que a produzem para crescerem e reproduzirem-se (Muller & Schulze-Maruch, 2006). É provável que a energia estivesse disponível sob a forma de compostos inorgânicos ou orgânicos como, por exemplo, ATP (adenosina trifosfato) e aminoácidos (Cowen, 2004). É na quebra das ligações estabelecidas entre os elementos químicos que os seres vivos retiram a energia de que necessitam.

Durante a fase final da acreção do planeta e especialmente após a formação da Lua há 4.51 Ga, a superfície da Terra estava coberta por um oceano de magma. A água existente à superfície estava presente na atmosfera sob a forma de vapor. A elevada temperatura que possivelmente existiu conduziu à destruição de compostos orgânicos e inorgânicos. Assim, é possível admitir que no início da sua história a Terra estivesse praticamente desprovida de compostos químicos (Russel & Hall, 1997; Bada, 2004).

Apesar do registo litológico ser escasso, a presença de zircões detriticos com 4.4 Ga - 4.0 Ga, indica que a temperatura na superfície terrestre desceu até ao ponto de permitir a presença de água no estado líquido (Bada, 2004; Amelin, 2005). A acumulação de água, no estado líquido, fez baixar a temperatura nos ambientes sedimentares o suficiente para permitir a sobrevivência de compostos orgânicos derivados de variadas fontes (Bada, 2004; NASA, 2006). Por esta razão é frequente aceitar-se que no intervalo entre 4.4 e 4.0 Ga, possam ter ocorrido algumas etapas importantes na construção da Vida na Terra (Bada, 2004).

Fontes dos compostos químicos

Tendo em conta que actualmente os oceanos são alimentados pelos rios, glaciares e vento que transportam materiais resultantes da meteorização continental, supõe-se que o mesmo ocorreu no passado.

A meteorização consiste numa série de reacções físico-químicas que levam à alteração e desagregação das rochas pré-existentes. A meteorização física ou mecânica consiste na fragmentação dos materiais existentes causada pela variação de temperatura, congelamento da água, precipitação de sais nas fissuras das rochas, actividade dos seres vivos, entre outros. A meteorização química consiste na modificação mineralógica da rocha, por acção da água líquida misturada com gases atmosféricos (essencialmente CO_2 e O_2), conduzindo à transformação dos minerais pré existentes e formação de novos minerais, minerais de neoformação. Os materiais resultantes (sedimentos e soluções ricas em iões) são transportados, acumulando-se em lagos e alguns atingindo os oceanos. É possível que os oceanos primitivos fossem ricos em compostos químicos.

Os sistemas hidrotermais presentes na Terra são constituídos essencialmente por rochas ígneas ultramáficas ricas em olivina. Nestes sistemas, a reacção mais importante de hidrólise de silicatos é a alteração do mineral olivina em serpentina e magnetite (serpentinização). Como esta

reacção liberta voláteis (H_2 , CH_4) e produz soluções básicas, os locais de activa serpentinização constituíram ambientes favoráveis para os seres vivos na Terra primitiva (Islas et al., 2003; Kelley et al., 2005). Diversas experiências têm sido realizadas, nas quais é simulada a serpentinização. Para tal é usada olivina e água do mar aquecida (cerca de 100 °C), microorganismos primitivos hipertermófilos, sendo os mais usados os da espécie *Methanopyrus kandleri* (Russel & Hall, 1997). Os resultados mostram que, durante a hidrólise de olivina, estes seres desenvolvem-se rapidamente. Assim, chegaram à conclusão que os sistemas hidrotermais ultramáficos ricos em olivina, abundantes na Terra primitiva, foram ambientes favoráveis para este tipo de microorganismos (Nasa, 2004). De facto, esta ideia já não é nova. Em 1984, Neal & Stanger sugeriram que, no tempo pré-biótico, o hidrogénio dos sistemas hidrotermais possa ter contribuído significativamente para a síntese das primeiras moléculas orgânicas (Russel & Hall, 1997). Segundo Russel & Hall (1997) é muito provável que os sistemas hidrotermais alcalinos tenham sido os primeiros locais favoráveis ao aparecimento de Vida. Não é possível precisar o tipo de moléculas orgânicas pré-bióticas sintetizadas a este nível, uma vez que as exalações actuais estão altamente comprometidas pelas formas de Vida lá existentes (Russel & Hall, 1997; Rollinson, 2001). Já em 1953, Pringle admitia que era precisamente nos oceanos que estavam reunidas as condições para a origem da Vida pois constituíam um grande reservatório de compostos químicos (Russel & Hall, 1997).

Fontes de energia

Actualmente os seres vivos precisam de energia para as suas actividades vitais, tais como crescimento e reprodução. A Vida na Terra utiliza luz e determinadas substâncias químicas como fonte de energia (Muller & Schulze-Maruch, 2006). É possível que na Terra primitiva não fosse muito diferente.

As primeiras protocélulas desenvolveram-se em ambiente aquático com grande quantidade de compostos orgânicos. Obtinham energia a partir das moléculas de ATP, aminoácidos e outros compostos que pudessem absorver do meio (Cowen, 2004; Muller & Schulze-Maruch, 2006).

O aumento do número das protocélulas devido à reprodução deve ter criado uma crise energética por défice de compostos orgânicos disponíveis. As protocélulas passaram a competir pelo alimento, sendo necessária outra forma de obtenção de energia (Cowen, 2004; Snooks, 2005).

Quanto à fonte de energia os seres vivos podem ser designados de heterotróficos e autotróficos. Os heterotróficos obtêm a energia metabólica através da quebra das ligações químicas de moléculas que absorvem do ambiente e, por este motivo, têm de viver num meio rico em matéria orgânica. O mesmo não acontece com os autotróficos que produzem as suas próprias moléculas com a intervenção da energia do meio, geralmente a luminosa (Cowen, 2004; Dobretsov et al., 2006). As primeiras células eram autotróficas ou heterotróficas? Será uma questão a responder mais à frente.

5.4 *Ambientes e Vida no Arcaico*

As evidências de Vida na Terra durante o Arcaico são encontradas apenas em algumas rochas, mas isso não significa que não tenha sido abundante neste planeta. É extremamente importante distinguir claramente entre presença de Vida e a sua preservação. A ausência de fósseis não deve ser interpretada como ausência de Vida. No caso do Arcaico acresce ainda a raridade de rochas e, como tal, do registo fóssil (Schopf, 1993). Por outro lado, actualmente a reciclagem de matéria orgânica que ocorre na Terra é muito eficiente. Mais de 99,9 % dos seres vivos são consumidos. Apenas uma pequena fracção, menos de 0,1 %, dos organismos mortos que não é reciclada é que eventualmente poderão fossilizar (Schopf, 2001).

O conhecimento actual das formas de Vida existentes na Terra durante o Arcaico é baseado em evidências directas e indirectas. As primeiras, referem-se ao conteúdo fossilífero dos estratos sedimentares enquanto que as segundas resultam de determinações isotópicas de compostos cuja origem possa ter sido biológica. O registo fóssil fornece informações sobre o tipo de seres vivos que povoaram a Terra primitiva, e indirectamente também sobre as características dos ambientes.

5.4.1 Registo fóssil

Evidências directas: os estromatólitos

O Pré-Câmbrico foi considerado durante muito tempo um intervalo da história da Terra sem existência de Vida, daí ter sido designado por Azóico (ausência de Vida). No início de 1900, Charles Walcott (1850 – 1927) encontrou, nos EUA, nos arredores da província canadiana de Ontário,

estruturas actualmente chamadas de estromatólitos. Estas estruturas sedimentares representam recifes construídos por algas, seres unicelulares fotossintéticos (Schopf, 1992, 2001; Fenchel, 2003). Contudo, só a partir de 1954 é que os investigadores demonstraram que os estromatólitos são produto de actividade orgânica e resultam da actividade fotossintética de algas azuis, também conhecidas por cianobactérias (Tucker, 1991; Schopf, 1992; Brasier et al., 2002). Os estromatólitos formam-se em ambientes onde o carbonato de cálcio (CaCO_3) é abundante sendo encontrados essencialmente em rochas sedimentares carbonatadas (Schopf, 1992, 2001; Fenchel, 2003). Apesar dos estromatólitos terem sido identificados em mais de 20 unidades geológicas do Arcaico, durante muito tempo a sua origem biológica foi questionada (Schopf, 1992, 1993).

Na actualidade são raros devido ao fraco crescimento e aos predadores existentes. No Pré-Câmbrico os recifes de estromatólitos eram bastante frequentes (Schoff, 1992). Os mais antigos foram encontrados na Austrália na **Formação Apex Chert** (figura 5-7) datada em 3.5 Ga e na África do Sul em rochas de idade aproximadamente 3.3 a 3.5 Ga (Sankaran, 2001; Schopf, 2001; Gregório & Sharp, 2003).

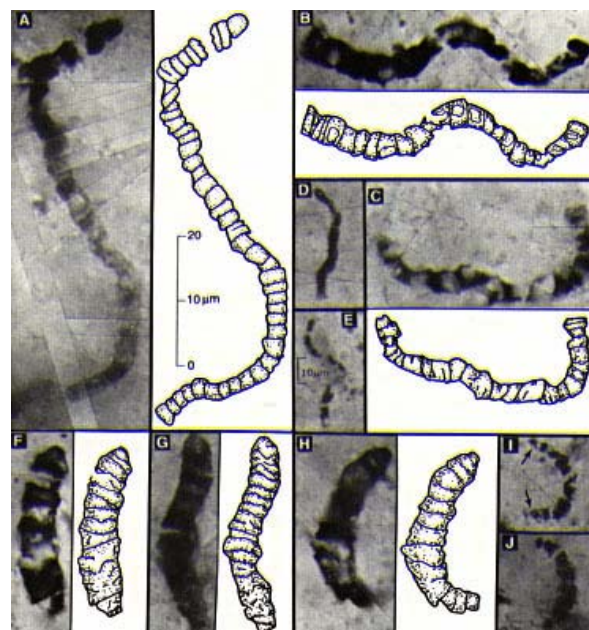


Figura 5-7 Microfósseis provenientes de Apex Chert, Austrália, com idade aproximada de 3.465 Ga. Estes organismos sugerem filamentos de cianobactérias (Farabee, 2001).

Os microfósseis de Apex Chert conduziram a uma das maiores discussões em torno dos critérios que deveriam ser considerados como evidências de origem biológica. Durante cerca de

uma década, as evidências mais antigas de Vida na Terra estavam relacionadas com os fósseis de Apex Chert. Mais recentemente foi questionada a origem biológica do carbono presente nas estruturas identificadas nas rochas, tendo em conta a reinterpretação da geologia local. (Gregório & Sharp, 2003).

Os microfósseis de Apex Chert foram inicialmente descritos como filamentos compostos por querogénio, semelhante ao que existe em cianobactérias modernas. Contudo, novas análises mostraram que estas estruturas carbonáceas não são simples filamentos. Muitos são ramificados e apresentam espessura variada. Para explicar esta morfologia estranha foi sugerida a alteração hidrotermal das relíquias orgânicas. Pesquisas recentes sugerem que o querogénio presente em Apex Chert é amorfo, não grafitizado. O querogénio é encontrado em inclusões fluidas o que implica uma origem hidrotermal para o cherte, o que está de acordo com a reinterpretação geológica da área. Pensa-se que o querogénio foi transportado por fluidos hidrotermais, o que dificulta a determinação da sua origem biológica ou não. Por este motivo, são de extrema importância análises isotópicas futuras ao carbono associado aos microfósseis (Gregório & Sharp, 2003).

Nas rochas do Arcaico são encontrados dois tipos de filamentos de cianobactérias nas rochas com idade superior a 2.75 Ga: colónias de organismos unicelulares presentes em sedimentos de 3.47 Ga e filamentos tipo bactérias em estratos de 3.45 Ga (Schopf, 2001; Schopf et al., 2002).

Estudos micropaleontológicos realizados em rochas sedimentares da **Série Fig Tree**, na África do Sul, revelaram a presença de microfósseis esféricos, datados de 3.1 Ga, interpretados como sendo provavelmente representantes de algas unicelulares. A presumível natureza fotossintética desses microorganismos primitivos parece estar de acordo com estudos isotópicos da matéria orgânica encontrada na Série de Fig Tree. Estes seres, semelhantes a algas, foram identificados na Série em conjunto com organismos semelhantes a bactérias (Schopf & Barghoorn, 1967; Schopf, 1999).

Foram também identificados noutros locais. Filamentos de cianobactérias na **Formação de Tumbian** no Oeste australiano, com 2.75 Ga; colónias de unicelulares em rochas sedimentares da **Formação Towers**, também no oeste australiano, datados de 3.46 Ga e filamentos semelhantes a bactérias em unidades do **Supergrupo Swaziland**, na África do Sul, datados de 3.45 Ga. Para além dos depósitos de Tumbian, Towers e Swaziland, foram identificados estromatólitos em mais de 29 unidades geológicas do Arcaico (Schopf, 1993; Morris et al., 2003).

Evidências indirectas

O registo fóssil revela que a Vida surgiu na Terra há cerca de 3.5 Ga (Wicander & Monroe, 2000), idade aproximada dos fósseis mais antigos encontrados no Oeste australiano, na Formação Apex Chert (Sankaran, 2001). Outros autores apontam mesmo 3.8 Ga e outros valores compreendidos entre 3.5 e 3.8 Ga. As razões que os levam a considerar esta possibilidade são os resultados obtidos em análises isotópicas.

Os dados mais antigos de Vida resultam de evidências indirectas oriundas do **Complexo Itsaq**, no Oeste da Gronelândia. Estas rochas metassedimentares contêm grafite com pequenas esferas de carbono, provavelmente de origem biológica (Schopf, 1993; Nutman et al., 2001; Sukumaran, 2001; Brasier et al., 2002). Em rochas da Ilha Akilia, na Gronelândia, foram também encontradas evidências isotópicas (carbono orgânico) da presença de Vida há 3.8 Ga (NASA, 2006). Os agregados de carbono existentes nas rochas apresentam uma razão de 100 para 1 de ^{12}C (o isótopo de carbono mais comum, com 6 protões e 6 neutrões) para ^{13}C (isótopo de carbono mais raro, com 6 protões e 7 neutrões). O carbono mais leve, ^{12}C , é 3 % mais abundante do que os cientistas esperavam encontrar caso a Vida não existisse. A forma de Vida à qual pertenceu este carbono pode ter sido microorganismos extremamente simples, contudo não é possível identifica-la. Se a Vida existiu na Ilha de Akilia há 3.8 Ga, esta também pode ter sido abundante em toda a Terra (Nutman et al., 2001; Rollinson, 2001; NASA, 2006).

Em resumo, os fósseis do Arcaico são raros e todos pertencem a géneros de bactérias ou cianobactérias.

5.4.2 Primeiras formas de Vida

Actualmente a biosfera engloba milhões de espécies de animais, plantas e outros organismos. Admite-se que todos estes evoluíram a partir de um ou alguns tipos primordiais que tiveram origem durante o Arcaico (Sukumaran, 2001).

Os dados recolhidos nas rochas fossilíferas mais antigas indicam-nos que os seres vivos primordiais foram cianobactérias fotossintéticas (seres vivos capazes de produzir o seu próprio alimento a partir da matéria mineral, na presença de luz). Também diversos estudos apontam para a existência de organismos com capacidade autotrófica desde 3.8 Ga (Shen et al., 2001). As

cianobactérias são maiores que os restantes procariontes, não apresentam órgãos locomotores e realizam fotossíntese com o auxílio de pigmentos fotossintéticos.

Contudo, a fotossíntese é um processo metabólico extremamente complexo, o que leva a supor que possivelmente existiu um antecessor portador de um processo mais simples. Por este motivo, é frequente admitir-se que antes das cianobactérias terão existido seres vivos não fotossintéticos (Schopf, 1993; Dobretsov et al., 2006).

Apenas os conhecimentos actuais nos remetem para a existência de seres não fotossintéticos, uma vez que não existem fósseis daqueles que se julgam ser os primeiros organismos vivos que colonizaram a superfície do planeta.

As características redutoras da atmosfera (oxigénio em quantidades muito baixas), levam a supor que os primeiros seres fossem **anaeróbios**, ou seja, não necessitassem de oxigénio para as suas actividades vitais. Eram também **heterotróficos**, sendo por isso, completamente dependentes do ambiente e das fontes de nutrientes que este lhes fornecia (Schopf, 1993; Dobretsov et al., 2006).

Para além das evidências já referidas, o registo fóssil mostra que eram células **procarióticas**, isto é, células extremamente simples em que a informação genética se encontra dispersa pelo citoplasma, uma vez que não existe invólucro nuclear a rodear o material genético (Raven & Johnson, 2004). Não são encontrados organismos eucariontes, ou seja, portadores de células eucarióticas. Apenas foram encontrados fósseis que revelam a existência de seres procariontes como as bactérias, largamente representadas nas suas variedades. Aliás, muitos dos grupos de bactérias actualmente conhecidos provavelmente tiveram origem antes do fim do Arcaico (Schopf, 1993; Schopf, 2001; Margulis & Dolan, 2002; Fenchel, 2003).

As primeiras formas de Vida foram, portanto, anaeróbias, unicelulares (uma só célula), procariontes e heterotróficos. A sua principal fonte de nutrientes pode ter sido a adenosina trifosfato (**ATP**), molécula formada por três grupos fosfato, uma base azotada e uma pentose. Esta molécula constitui uma forma de energia utilizável pela célula para as suas actividades vitais. O ATP pode ser sintetizado a partir de gases simples e fosfato, os quais existiam sem dúvida no ambiente primitivo, estando portanto disponíveis para as primeiras formas de Vida. (Saito et al., 2003; Lenton & Watson, 2004; Raven & Johnson, 2004). Porém, esta situação não prevaleceu por muito tempo uma vez que com o surgimento de novas células, estas competiam pelo ATP disponível no ambiente.

Por esta razão, muitos investigadores admitem que os primeiros organismos vivos desenvolveram uma forma de metabolismo mais evoluído como a **fermentação**, para a obtenção da energia necessária. Trata-se de um processo anaeróbio em que ocorre a degradação de moléculas como os glícidos (açúcares), com libertação de dióxido de carbono, álcool e energia. É o que se passa actualmente, por exemplo, com as leveduras. Os organismos que realizavam fermentação estavam mais adaptados no meio e, como tal, reproduziam-se mais, transmitindo as suas características às gerações seguintes (Snooks, 2005).

Apesar da fermentação constituir um processo metabólico mais avançado, o evento biológico mais significativo do Arcaico foi o desenvolvimento, há cerca de 3.5 Ga atrás, de um processo **autotrófico**, a **fotossíntese**. As células, apesar de anaeróbias, foram as responsáveis pelo enriquecimento da atmosfera em oxigénio. Com a capacidade de sintetizarem o seu próprio alimento, perderam a dependência que até então tinham em relação ao ambiente circundante. É precisamente de seres autotróficos, anaeróbios e procariontes que surgem as primeiras evidências fósseis, apesar de não serem consideradas as primeiras formas de Vida. Estes seres pertencem ao reino Monera, actualmente representado pelas bactérias e cianobactérias (Cowen, 2004).

5.4.3 Que ambientes sugerem?

Que tipo de ambientes sugerem as bactérias e as cianobactérias?

As bactérias, pertencentes ao actual grupo das Arqueobactérias (bactérias primitivas) vivem em ambientes isentos de oxigénio e parecem surgir em locais de elevada temperatura e elevada acidez, sob condições onde é detectada a presença de gases como azoto, amónio e enxofre. Muitas destas bactérias actuais vivem em locais ricos em sulfato de hidrogénio (HS) e cianito de hidrogénio (HCN) junto a fontes hidrotermais oceânicas, do tipo “black smokers”. Estas bactérias parecem sugerir a ausência ou reduzida quantidade de oxigénio na atmosfera primitiva.

De acordo com o registo fóssil, as cianobactérias apareceram logo após as bactérias vulgares, há cerca de 3.5 Ga. Tal como já havia sido referido, as cianobactérias são células bastante simples e primitivas, com clorofila, o que lhes permite realizar a fotossíntese e produzir o próprio alimento. Normalmente formam colónias e vivem em condições marinhas e terrestres, mas são mais frequentes em zonas pouco profundas de plataforma. As marés são portadoras de partículas que as colónias de cianobactérias retêm construindo assim as estruturas designadas de estromatólitos (Tucker, 1991).

Embora tenham sido abundantes nos oceanos primitivos, os estromatólitos são raros nos oceanos modernos, sendo encontrados em ambientes extremos, tais como lagos hipersalinos ou lagunas marinhas. Os estromatólitos modernos existem em grande quantidade em Shark Bay, Austrália, associados a lagunas hipersalinas (figura 5-8). Nesta região ocorrem tanto nas zonas entre as marés como em zonas infra marés, sendo a sua geometria muito afectada pela agitação do meio onde se encontram. Em áreas protegidas as estruturas são alongadas e amplas podendo alcançar maiores dimensões. Em zonas pouco profundas, perdem gradualmente o seu relevo, de tal forma que na zona entre marés predominam os tapetes de algas. Também existem na plataforma das Bahamas, onde formam recifes dispostos em faixas separadas (Taylor, 1993).



Figura 5-8 Estromatólitos modernos em Shark Bay, no Oeste australiano (retirado de: Townsend, 2003).

Os estromatólitos apresentam-se em camadas, produzidas pela actividade de cianobactérias. As camadas resultam da precipitação de carbonato de cálcio em torno das colónias. À medida que as colónias de cianobactérias crescem, depositam-se novas camadas, dando origem ao crescimento duma estrutura sedimentar em camadas (figura 5-9). À semelhança do que acontece actualmente o mesmo tipo de formação ocorreu no passado. Nalguns casos os estromatólitos podem ter sofrido infiltração de soluções ricas em minerais o que permitiu a fossilização de bactérias junto das camadas (Tucker, 1991; Taylor, 1993).

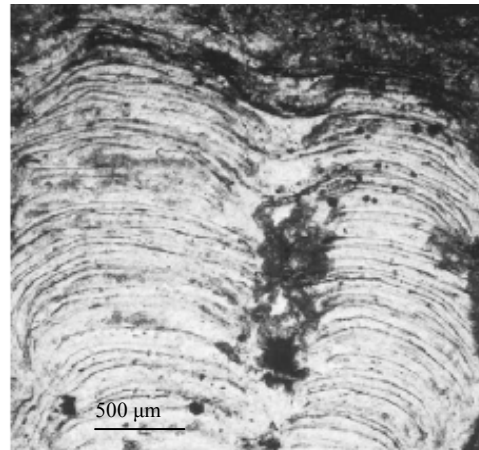


Figura 5-9 Fóssil de estromatólitos em depósitos do Oeste Australiano, com aproximadamente 3.5 Ga, com as lâminas de carbonato de cálcio bem visíveis, marcando o crescimento da estrutura (retirado de: Altermann & Kazmierczak, 2003).

Os estromatólitos são mais abundantes a partir de 2.8 Ga, tendo as cianobactérias contribuído significativamente para a oxigenação da atmosfera.

5.5 Ambientes e Vida no Proterozóico

Os fósseis do Proterozóico são semelhantes aos do Arcaico, bactérias e cianobactérias. Porém, houve maior diversificação dos organismos vivos. Ao longo do Proterozóico ocorreu expansão de Vida a partir dos procariontes simples, já existentes desde o Arcaico. Até cerca de 2.1 Ga só são encontradas evidências de seres procariontes unicelulares e, a partir desta data de seres mais complexos, eucariontes e, posteriormente de seres multicelulares (constituídos por mais que uma célula). O surgimento de um tipo de reprodução sexuada conduziu também à diversidade, essencial no processo evolutivo.

5.5.1 Registo fóssil

No Proterozóico, o registo fóssil, comparativamente com o do Arcaico é mais frequente (figura 5-10).

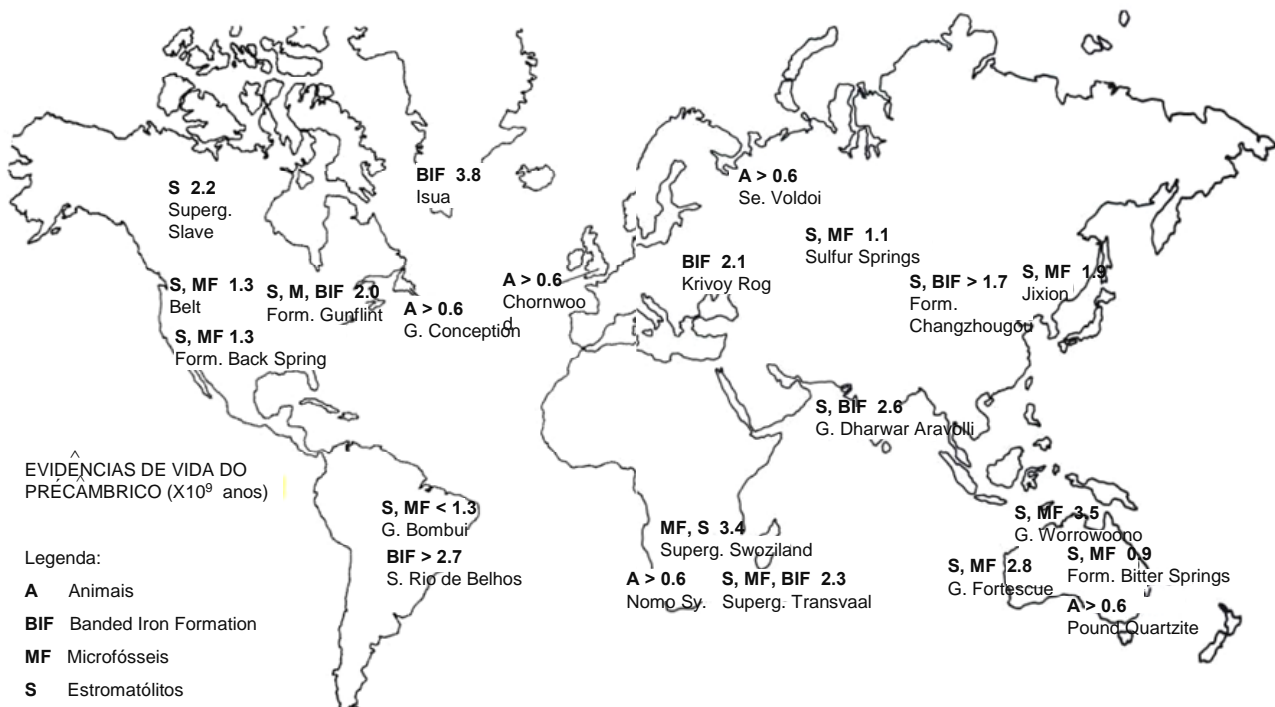


Figura 5-10 Localização geográfica das rochas contendo as principais evidências da Vida directas e indirectas do Pré-Câmbrico (adaptado de: Margulis, 2000)

Das jazidas identificadas no mapa 5-10 algumas delas, no que diz respeito à sua diversidade e importância, são consideradas as mais marcantes.

Gunflint Chert

Os registos fósseis de células **procarióticas** foram inicialmente encontrados em chertes carbonatados em Ontário e Minnesota na formação conhecida por **Gunflint Chert**, de cerca 1.9 Ga a 2.0 Ga. Esta formação apresenta uma grande variedade de organismos que parecem corresponder a seres procariontes, unicelulares semelhantes a bactérias e cianobactérias actuais (Stewart & Rothwell, 1993; Schopf, 2001; Knoll, 2004; Westall, 2005).

Em 1965, doze anos após a sua descoberta, alguns organismos já tinham sido identificados como pertencentes aos gêneros *Gunflintia*, *Kakabekia*, *Eoastrion*, *Eosphaera* (figura 5-11), entre outros.

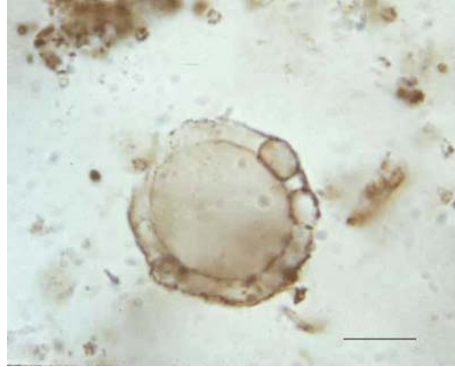


Figura 5-11 Microfóssil encontrado em Gunflint. Eosfera com cerca de 20 micrómetros (Hofmann, 2006).

Seres eucariontes

É no Proterozóico que surgem os primeiros fósseis de seres **eucariontes** (figura 5-12), que contêm cromossomas, núcleo e organelos e apresentam uma dimensão superior a 20 micrómetros. Só posteriormente, em rochas mais recentes do que 1.4 Ga é que foram encontradas formas de Vida maiores, com diâmetros iguais ou superiores a 60 micrómetros (Waggoner, 2001; Knoll, 2003).

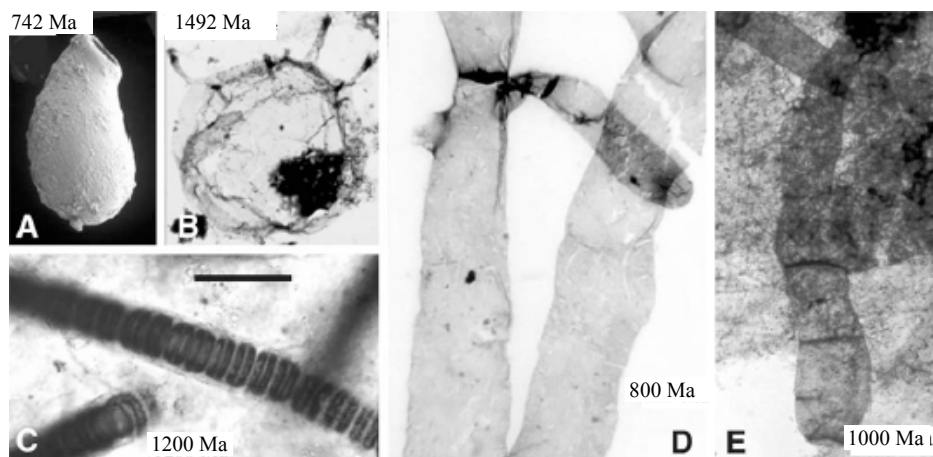


Figura 5-12 A – Amiba (Grand Canyon); B – Protista (Austrália); C – Alga vermelha (Canadá); D – Alga verde (China); E – Alga possivelmente xantófita (Sibéria). Idades desde 1492 Ma a 724 Ma (adaptado de: Knoll, 2003).

Organismos multicelulares

Os fósseis de organismos constituídos por mais que uma célula, seres **multicelulares**, surgem pela primeira vez no Proterozóico dispersos por vários locais do planeta. Os fósseis de seres multicelulares são mais abundantes em rochas com idades compreendidas entre os 1000 Ma e 700 Ma. Pensa-se que nas rochas da Sibéria, China, Índia e Canadá, estão preservadas algas (Cowen, 2004). Contudo, também foram encontradas evidências de algas multicelulares (figura 5-13) em rochas mais antigas, de idade 1.4 Ga, em **Little Belt Mountains**, em Montana, EUA. Também na China foram detectados fósseis que parecem ser algas, em rochas de idade 1.8 Ga, assim como na Negaunee Iron Formation de Michigan, de idade 2.1 Ga (Wicander & Monroe, 2000).



Figura 5-13 Alga multicelular em rochas do Proterozóico (retirado de: Wicander & Monroe, 2000).

Formação de Bitter Springs

A **Formação de Bitter Springs**, exposta na Amadeus Basin, no centro australiano, contém os melhores e mais diversificados fósseis do Proterozóico. Inclui cerca de trinta espécies de microfósseis, nos quais se incluem cianobactérias (Figura 5-14), algas verdes e, possivelmente, fungos, dinoflagelados e bactérias heterotróficas. Para além dos microfósseis esta formação apresenta inúmeros estromatólitos.

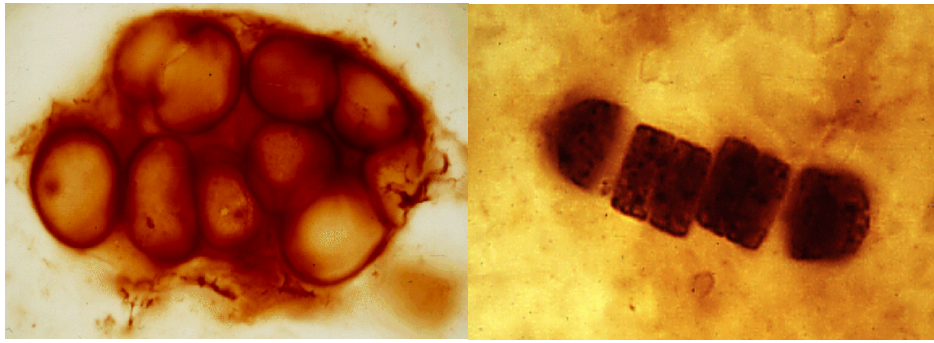


Figura 5-14 Dois tipos de cianobactérias da Formação Bitter Springs. À esquerda está representado o organismo conoidal *Myxococcoides minor* e à direita está representado o organismo filamentoso *Palaeolyngbya* (Speer, 1998).

Os fósseis encontram-se bem preservados devido ao grão fino dos sedimentos que constituem os chertes, sendo extremamente importantes por duas razões: primeiro, as cianobactérias presentes são extremamente importantes na história da Vida na Terra; segundo porque nas rochas de Bitter Springs se encontra a evidência mais convincente dos primeiros seres eucariontes. Alguns fósseis de células de grandes dimensões têm a estrutura interna preservada.

Fauna de Ediacara

Em 1946, nas rochas de Ediacara Hills, no sul australiano, Reginald Sprigg descobriu impressões que pareciam ser fósseis de organismos de corpo mole. Uns eram semelhantes a cnidários do tipo medusoide, outros a vermes, outros a artrópodes e outros apresentavam formas estranhas. Inicialmente Sprigg pensou que pertenciam ao Câmbrico mas estudos posteriores confirmaram que pertenciam ao Proterozóico terminal.

A **fauna de Ediacara**, e outras faunas com características semelhantes, viveram entre 570 Ma e 670 Ma. Foi esta descoberta que levou à denominação do período Ediacariano, compreendido entre 630 Ma e 542 Ma (Schopf & Klein, 1992; Ward & Brownlee, 2000; Margulis & Dolan, 2002; Narbonne & Gehling, 2003). Esta fauna foi encontrada em todos os continentes à exceção da Antártida.

Na fauna de Ediacara foram identificados, entre outros, os seguintes géneros (Figura 5-15): *Pteridium* (Cnidário), *Tribrachidium* (Cnidário?), *Kimberella* (molusco com concha), *Charnia* (Celenterado), *Dickinsonia* (Anelídio?), *Mawsonites* (Medusa).

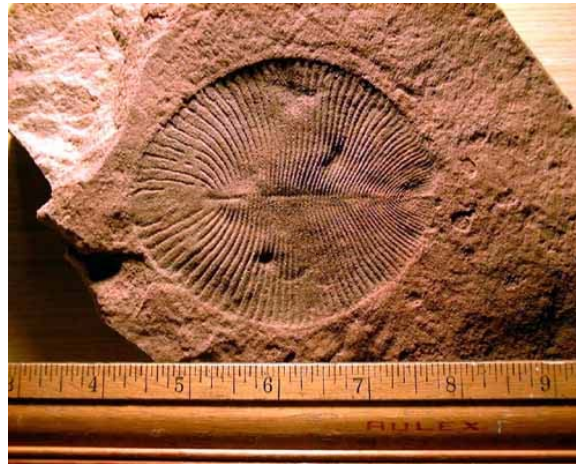


Figura 5-15 Fóssil de anelídio ou pólipo de cnidário *Dickinsonia* sp. (Farabee, 2001).

De salientar o organismo conhecido por *Kimberella* (figura 5-16), encontrado na Rússia, e que apresenta características semelhantes a invertebrados marinhos actuais. Trata-se de um organismo com simetria bilateral, que possui pés musculares para locomoção e concha, o que constitui uma evidência dos primeiros esqueletos (Knoll, 2004).



Figura 5-16 Fóssil de *Kimberella*, com dimensões de 3 cm de largura e 9 cm de comprimento (Speer, 1998).

Formação Doushantuo

A **Formação Doushantuo**, datada de 570 - 600 Ma, e localizada no Sul da China contem extraordinários fósseis de animais e respectivos embriões (figura 5-17), acritarcas (figura 5-18) e algas multicelulares, algumas das quais macroscópicas. A Formação é famosa por incluir esponjas e seres com simetria bilateral assim como estádios de divisão celular perfeitamente preservados (Xiao, 2004). Esta fauna tem particular interesse pois, assim como a Fauna Tomotiana do Câmbrio inicial, fazem a transição entre a Fauna de Ediacara e a explosão de Vida multicelular no Câmbrio.



Figura 5-17 Fósseis de embriões animais encontrados na Formação Doushantuo (retirado de: Xiao, 2004).

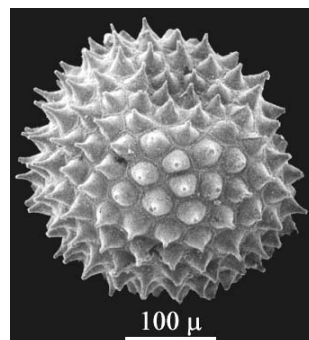


Figura 5-18 Fóssil de Acritarca espinhoso (retirado de: Xiao, 2004).

Os acritarcas raramente são encontrados em rochas anteriores a 850 ou 900 Ma e, por volta de 600 Ma, altura de uma grande glaciação do Proterozóico, sofreram uma extinção em

massa (Cowen, 2004). A denominação acritarcas refere-se a um grupo de microfósseis esféricos com parede celular orgânica. Devido à sua semelhança com fósseis mais recentes de dinoflagelados, principalmente os quistos, estes acritarcas foram considerados a forma mais antiga daqueles seres. Contudo, vários grupos de algas formam quistos com aspecto semelhante. Como não é possível efectuar estudos genéticos, não é possível efectuar uma classificação e, como tal, pensa-se que sejam um *taxon* relacionado com algas eucarióticas que constituíram o microplâncton marinho. Pensa-se que os acritarcas representam o limite superior da transição procariota-eucariota, que pode ter acontecido há 1.400 Ma. Esta interpretação é baseada nas associações de acritarcas esferomórficos encontrados no Grupo de Montana, USA.

No território português as evidências paleontológicas anteriores ao Câmbrio são muito reduzidas. Pertencentes ao Proterozóico terminal são encontrados, na Zona Centro-Ibérica, na Serra do Marão rochas metamórficas de natureza xisto-grauváquica, onde foram identificados alguns exemplares de *Lingulella major* (figura 5-19). Trata-se de um braquiópode do género *Lingulella* que se destaca pelas suas dimensões, podendo atingir 5 a 5,5 cm de comprimento e 1,9 a 2,1 cm de largura. Não apresenta grande valor estratigráfico, sendo-lhe atribuída uma idade entre o Proterozóico terminal e o Câmbrio inicial. Contudo, tem sido frequentemente apelidado de “o mais antigo fóssil conhecido no país” (Teixeira, 1981; Andrade, 1985; Pereira, 1989).



Figura 5-19 *Lingulella major*, braquiópode em grauvaques do Hispaniano do Marão, em tamanho real. É o mais antigo fóssil conhecido em Portugal (retirado de: Teixeira, 1981),

Ainda na Zona Centro Ibérica, mas fora do território português, foram encontrados estratos com fósseis de acritarcas, na região de Cáceres (Oliveira et al., 1992).

5.5.2 Evolução biológica

O Proterozóico inclui mais de 42 % do tempo geológico e nele é encontrada maior variedade de fósseis. Contudo, estes são, em larga escala, os seres que já existiam no Arcaico. Por exemplo na famosa formação de ferro de Gunflint, no Canadá, apesar de terem sido encontradas doze espécies de microorganismos, estas são relativas apenas a bactérias e a cianobactérias.

No entanto, o registo fóssil sugere que ocorreu alguma diversificação de seres vivos neste intervalo de tempo. Ao contrário do que se passava no Éone anterior, no Proterozóico já são encontradas células mais complexas, as células eucarióticas (com núcleo organizado e perfeitamente individualizado), com idades de 2.1 Ga (Wicander & Monroe, 2000).

O surgimento de variedade pode ser explicado pelo aparecimento da reprodução sexuada e das primeiras impressões de seres multicelulares, algas e animais. O tamanho, a composição e a forma geral dessas impressões indicam seres eucariontes multicelulares fotossintéticos, provavelmente algas planctônicas. O aparecimento de evidências relativas a esta fauna parece ter surgido abruptamente no registo fóssil, pois até então existia uma ausência aparente de animais. Por esta razão, diversos cientistas consideram que antes destes animais existiram outros com características mais simples. Alguns investigadores afirmam que nesta fauna estão representados animais de pelo menos três filos de invertebrados actuais: cnidários (organismos de corpo mole e esponjas), anelídeos (vermes segmentados) e artrópodes (insectos, aranhas, etc.). Alguns animais apresentavam o corpo mole protegido por esqueleto resistente, alguns deles de quitina e outros de carbonato de cálcio ou fosfato de cálcio.

Surgimento das células eucarióticas

As células eucarióticas apresentam uma organização mais complexa, comparativamente com as células procarióticas. Possuem uma membrana a rodear a informação genética, constituindo o núcleo. A maioria dos seres que possuem este tipo de células, seres eucariontes, são pluricelulares e a maioria reproduz-se sexualmente. Por outro lado, os fósseis revelam a existência de dois processos de divisão celular. A mitose essencial para o crescimento, renovação celular e

alguns casos reprodução assexuada, e a meiose, processo essencial na reprodução sexuada (Solomon et al., 1996; Anonymous, 2001).

As evidências fósseis referentes ao surgimento das células eucarióticas estão relacionadas com o tamanho e complexidade relativa. As células eucarióticas são maiores e mais complexas do que as procarióticas e o seu aparecimento no registo fóssil é mais tardio. Normalmente as células eucarióticas são esféricas, enquanto as procarióticas são filamentosas e, por vezes, aparentam ser estruturas que surgem internamente nas células eucarióticas, os organelos. Estas evidências levaram os cientistas a postularem hipóteses para a origem das células eucarióticas. A teoria actualmente mais aceite e defendida, entre outros, por Lynn Margulis, tem o nome de teoria endossimbiótica (Solomon et al., 1996; Anonymous, 2001; Hart, 2002; Raven & Johnson, 2004). De acordo com os autores desta teoria (Margulis & Fester, 1991):

- uma célula procariótica (célula hospedeira) captou outras células procarióticas (células hóspedes) de tamanho menor, que permaneceram no interior da célula hospedeira;
- entre as células capturadas e a célula hospedeira estabeleceram-se relações de simbiose (associação entre organismos em que ambos são beneficiados);
- dada a eficácia dessa associação, os diferentes elementos tornaram-se dependentes uns dos outros, passando a constituir organismos estáveis e singulares;
- as células hóspedes vieram assim a constituir os organelos da célula eucariótica.

Esta teoria é actualmente muito aceite, sobretudo porque apresenta argumentos válidos que a fundamentam. Alguns organelos existentes nas células eucarióticas, nomeadamente os cloroplastos e as mitocôndrias, assemelham-se a bactérias (seres procariontes) e possuem o seu próprio DNA, muito semelhante ao presente em células procarióticas. Por esta razão produzem as próprias membranas e dividem-se independentemente do resto das células. Actualmente é possível encontrar associações simbióticas entre bactérias e alguns eucariontes (Solomon et al., 1996). Contudo, alguns aspectos continuam ainda por explicar. Não explica, por exemplo, de forma muito clara a origem do núcleo da célula eucariótica (Margulis & Fester, 1991).

Multicelularidade

O passo evolutivo posterior pode ter sido o surgimento da multicelularidade. Num ambiente povoado por um elevado número de seres unicelulares, os processos de competição por alimento foram frequentes. Pensa-se que foi nesta fase que surgiu a predação (Raven & Johnson, 2004).

Nesta situação um aumento de tamanho constituía uma clara vantagem. De facto, o registo fóssil mostra que os seres unicelulares chegaram a atingir dimensões superiores a 60 micrómetros (Raven & Johnson, 2004). Contudo, uma célula não pode crescer indefinidamente. Isto porque à medida que a dimensão da célula aumenta, verifica-se que a razão entre a área de superfície e o volume diminui (Farabee, 2001).

Quais os problemas associados a esta situação?

Com o aumento do volume, dá-se um aumento do metabolismo o que implica um maior número de trocas com o meio onde o indivíduo se insere. Quanto maior for a célula, menor é a superfície da membrana por unidade de volume de citoplasma capaz de realizar trocas com o meio externo. Face esta situação o ser pode ter contornado o problema reduzindo o seu metabolismo, ou seja, diminuindo as trocas com o meio ou então adquirindo multicelularidade (Raven & Johnson, 2004).

Para um organismo ser multicelular não basta que apresente um elevado número de células, é necessário também que estas apresentem uma diferenciação e especialização em determinadas funções, tais como reprodução e respiração.

É o estudo de organismos actuais que nos fornece pistas acerca do modo como surgiu a multicelularidade. Pensa-se que resultou de divisões sucessivas de um ser unicelular, que originou um indivíduo formado por diversas células as quais permaneceram juntas como uma colónia. As células em determinadas colónias devem ter adquirido especialização, similar à que se verifica em organismos coloniais como o *Volvox* – colónia esférica de algas verdes. Posteriormente, este conjunto de células originou tecidos, os quais formaram órgãos especializados em determinadas funções no organismo (Kirk, 1997). Com o aparecimento da multicelularidade o metabolismo tornou-se mais eficiente, o que aumentou a eficácia na utilização da energia; os indivíduos tornaram-se maiores, o que lhes conferiu uma maior independência em relação ao meio externo e facilitou a procura de alimento e a fuga de possíveis predadores (Kirk, 1997; Raven & Johnson, 2004).

Reprodução assexuada e sexuada

O surgimento de variabilidade pode também ser explicado pelo aparecimento da reprodução sexuada. Ao contrário da reprodução assexuada em que os novos seres resultam de um único progenitor e são geneticamente iguais a ele, na reprodução sexuada há intervenção de dois gametas, feminino e masculino, que por fecundação dão origem ao ovo, que originará um novo ser.

Deste modo, os descendentes serão portadores de 50 % do DNA de cada um dos seus progenitores. Também a ocorrência de mutações (alterações do material genético) durante a reprodução, introduz variedade nas populações (conjunto de seres vivos da mesma espécie que ocupam um determinado local).

A origem da reprodução sexuada não está esclarecida, contudo, sabe-se que contribui para o aumento de variabilidade biológica, o permitiu aos seres vivos responderem a alterações do meio. Segundo Charles Darwin (1809 – 1882), autor da teoria da Evolução, por selecção natural, sobrevivem os indivíduos mais aptos às novas condições ambientais acabando por se reproduzirem mais e originar maior número de descendentes (Cowen, 2004).

5.5.3 Que ambientes sugerem?

As formas de Vida do Proterozóico e a sequência do seu surgimento em conjunto com as características do material rochoso (já discutidas na capítulo 3), sugerem que durante o Proterozóico (Baker, 2006):

- O aumento do número de cianobactérias e de depósitos com óxidos de ferro tipo *Redbeds* apoia a ideia de que ocorreu um aumento significativo do nível do oxigénio nos ambientes de sedimentação e na atmosfera.
- O surgimento de eucariontes, como os Acrítarcas e outros Protozoários, pode ter sido resultado de uma selecção natural que actuou sobre as formas de Vida capazes de tolerar o aumento do teor de oxigénio atmosférico.
- As formas de Vida coloniais e multicelulares podem ter surgido por uma adaptação num meio onde dominava a competição e a predação.
- O facto de os Metazoários serem todos de corpo, mole com ausência de esqueleto, sugere que os níveis de oxigénio permaneciam ainda inferiores aos que se verificam actualmente e que o ambiente aquático continuava ácido demais para que as células extraíssem elementos da água do mar para segregar os seus esqueletos.
- Os fósseis encontrados são essencialmente de seres aquáticos sugerindo que a quantidade de oxigénio atmosférico não era suficiente para a formação da camada de ozono, barreira natural que oferece protecção contra a radiação ultra-violeta.

- Os primeiros esqueletos de quitina (substância orgânica extremamente complexa), de sílica e de carbonato de cálcio, que surgiram numa fase mais terminal do Proterozóico, evidenciam a disponibilidade no meio não só de sílica (SiO_2) como também de carbonato de cálcio (CaCO_3). Sugerem ainda uma diminuição da acidez do meio, que permitiu às células extrair dele os elementos químicos para a construção dos respectivos esqueletos.

As principais diferenças residem no tipo de atmosfera presente que, devido à proliferação dos seres fotossintéticos tornou-se mais oxidante em virtude da libertação de oxigénio por estes seres. À semelhança do que se verificava no Arcaico, também no Proterozóico, a meteorização e as fontes termais constituíam importantes fontes de compostos químicos.

5.6 Diversidade de Vida do Paleozóico (Câmbrico)

Quando se fala dos aspectos biológicos do Câmbrico é frequente a utilização da expressão “explosão de Vida do Câmbrico”. De facto, o registo fóssil parece apontar nesse sentido. Todavia, convém não confundir a ideia implícita no termo explosão com a disponibilidade de registo. O facto de serem encontradas diversas variedades de seres pode também ser resultado de maior disponibilidade do registo fóssil, uma vez que o volume das rochas preservadas pertencentes ao Câmbrico é maior que nos Éones anteriores.

A transição entre o Proterozóico e Câmbrico é marcada essencialmente pelo aparecimento de animais com esqueleto. A partir do Câmbrico as comunidades de invertebrados marinhos diversificaram-se.

Foi ainda durante o Paleozóico que os vertebrados, nomeadamente os peixes, evoluíram. Mais tarde, já no Devónico, surgiram os anfíbios a partir de ancestrais de peixes, sendo os primeiros animais terrestres. Mas, os ambientes terrestres quando foram colonizados por animais já neles se tinham fixado as plantas, desde o Silúrico. Apesar de tão diferentes, plantas e animais viram-se confrontados com as condições adversas dos ambientes terrestres. Deste modo, também esta invasão dos ambientes terrestres não aquáticos conduziu ao aparecimento de novas características biológicas, resultantes da adaptação ao meio terrestre. O final do Paleozóico é caracterizado por grandes extinções em massa. No Paleozóico final ocorreram grandes extinções em massa, tendo

muitos organismos sido extintos, desde invertebrados marinhos, entre os quais as trilobites, alguns anfíbios e répteis (Farabee, 2001).

5.6.1 Aquisição de esqueleto

Diversos fósseis microscópicos portadores de esqueletos pertencentes ao Câmbrio inicial sucedem-se à Fauna de Ediacara, do Proterozóico final. Por que razão os organismos marinhos desenvolverem esqueletos?

Existem duas hipóteses que pretendem explicar a síntese de esqueletos. Os autores de uma das hipóteses defendem que os oceanos até ao Câmbrio eram pobres em cálcio, carbonatos e iões de fosfato, materiais encontrados nos esqueletos mais antigos. Sem quantidade suficiente destes compostos, os organismos não eram capazes de sintetizar conchas duras. Esta hipótese é pouco aceite uma vez que são conhecidas numerosas rochas carbonatadas pertencentes ao Proterozóico superior final e Câmbrio inferior. Uma segunda hipótese postula que os esqueletos mineralizados evoluíram como resposta à necessidade do organismo em eliminar matéria mineral resultante do seu metabolismo. Uma vez sintetizado, o esqueleto confere vantagens ao organismo que o possui. Por exemplo, os exoesqueletos protegem contra radiação UV, em animais de águas pouco profundas e contra predadores. Os endoesqueletos conferem um suporte para animais de dimensões maiores. A presença de exoesqueleto no Câmbrio é interpretada como indícios existiam relações de predação nos ecossistemas marinhos (Ahlberg, 2001). Sem dúvida que a aquisição de esqueleto constituiu um sucesso evolutivo nas comunidades marinhas. Na figura 5-20 encontram-se representados algumas conchas de organismos encontradas em estratos do Câmbrio inferior.

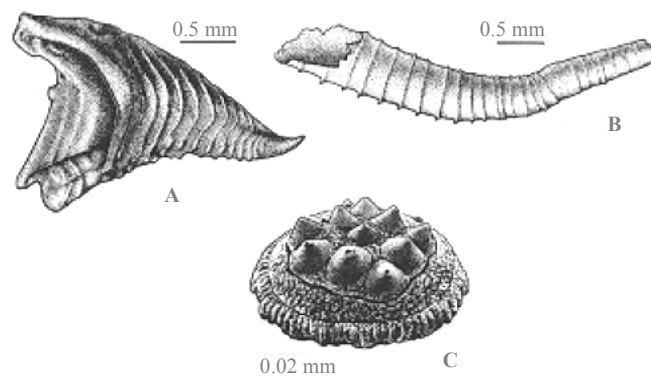


Figura 5-20 Três exemplares de conchas carbonatadas pertencentes a géneros do Câmbrio inferior. (A) *Tommotia*; (B) *Hyolithellus*; (C) *Lenargyrion* (retirado de: Rozanov, 1986).

Fauna Tomotiana

O Tomotiano, com início há 530 Ma, é uma divisão do Período Câmbrico do Éone Fanerozóico. As rochas com o mesmo nome, expostas na Sibéria, apresentam fósseis que mostram a primeira grande evolução de animais, incluindo o aparecimento de Braquiópodes, Trilobites, Arqueociatídeos, Moluscos, Equinodermes e outras formas de classificação sistemática mais problemática. Estes animais têm dimensões de poucos milímetros e representam o primeiro surgimento de peças esqueléticas no registo fóssil. Provavelmente são ancestrais de muitos filos que surgiram no Câmbrico (Levinton, 1992; Kazlev, 2002).

5.6.2 Invertebrados marinhos

Os invertebrados marinhos que surgiram no final do Proterozóico/início do Câmbrico sofreram alterações significativas durante o Paleozóico, algumas delas ocorridas durante o Câmbrico. Os equinodermes, as trilobites, os braquiópodes e os arqueociatídeos constituíam as principais formas de Vida invertebrada e portadora de esqueleto (Hagadorn, 2002).

O Filo das **Trilobites** era o mais abundante da comunidade de invertebrados marinhos do Câmbrico, perfazendo quase metade do total da fauna existente. Surgiram no início do Câmbrico e rapidamente se diversificaram, atingindo o máximo de diversidade no final do Câmbrico. Posteriormente, na transição para o Ordovício sofreram extinções em massa. Apesar de não existir consenso quanto à extinção das trilobites, pensa-se que foi resultado de um conjunto de causas como por exemplo, a redução do espaço disponível, o aumento da competição e do número de predadores. Além disso, arrefecimento dos oceanos também contribuiu para a extinção (Levinton, 1992; Hagadorn, 2002).

O Filo dos **Braquiópodes**, especialmente os inarticulados, foi o segundo mais frequente e segregavam uma concha composta por quitina combinada com fosfato de cálcio. Os braquiópodes articulados também estiveram presentes apesar de só se terem diversificado durante o Ordovício.

O terceiro maior grupo de organismos era os **Arqueociatídeos** (figura 5-21), um grupo extinto de esponjas que produziam estruturas semelhantes a recifes, dominantes nos mares existentes no Câmbrico (Levinton, 1992; Schopf & Klein, 1992; Farabee, 2001).

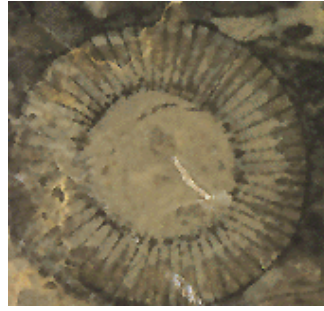


Figura 5-21 Corte transversal de um arqueociatídeos (retirado de: Farabee, 2001).

Biota Burgess Shale

Descoberta no Canadá em 1909, por Charles D. Walcott, a biota Burgess Shale constitui um dos melhores exemplos de fauna e flora do Câmbrio, estudos recentes revelam a existência de aproximadamente 125 gêneros (Martin, 1999; Farabee, 2001; Altschuler, 2002). São encontrados desde organismos procariontes como as cianobactérias até organismos eucariontes como as Algas verdes, Algas vermelhas, Esponjas, Braquiópodes, Anelídios, diversos Artrópodes, Equinodermes e, possivelmente, os primeiros Cordados (Martin, 1999; Farabee, 2001; Altschuler, 2002). Os fósseis mais comuns são os seguintes gêneros: *Canadia* (Verme), *Haplophrentis* (Molusco), *Diraphora* (Braquiópode), *Vauxia* (Esponja), *Dinomischus* (Animal), entre outros (Levinton, 1992).

As trilobites foram animais abundantes no Câmbrio e abundam também no Burgess Shale, tal como acontece com o gênero *Marella* e outros artrópodes. Era um animal pequeno, que apresentava os apêndices característicos dos Artrópodes e exoesqueleto de natureza quitinosa. São fósseis encontrados com elevada qualidade de preservação o que permite uma reconstrução fiel da sua morfologia externa – figura 5-22 (Farabee, 2001).



Figura 5-22 Fóssil do artrópode *Marella*, com cerca de 2 cm de comprimento (retirado de: Farabee, 2001).

As trilobites apresentam inúmeros apêndices e um exoesqueleto duro de natureza quitinosa impregnado de carbonato de cálcio, que lhes permitiu deixar abundantes fósseis como o representado na figura 5-23 (Farabee, 2001).



Figura 5-23 Exemplar de trilobite da espécie *Olenoides serratus* (retirado de: Farabee, 2001).

Os xistos de Burgess albergam ainda o animal mais antigo do filo Chordata (filo a que pertencem os seres humanos), um pequeno fóssil chamado *Pikaia* (figura 5-24). Trata-se de um organismo longo com cerca de 4 cm de comprimento (Farabee, 2001; Altschuler, 2002).



Figura 5-24 Fóssil do Cordado *Pikaia*, com cerca de 4 cm de comprimento (Farabee, 2001).

A maioria dos animais encontrados em Burgess pode ser associada a grupos actuais. No entanto, esta fauna é caracterizada pela existência de seres que não têm semelhança com nenhuns grupos taxonómicos actuais, pois não apresentam semelhanças com nenhum ser actual. Um exemplo é o género *Opabinia*, representado na figura 5-25 (Farabee, 2001; Altschuler, 2002).

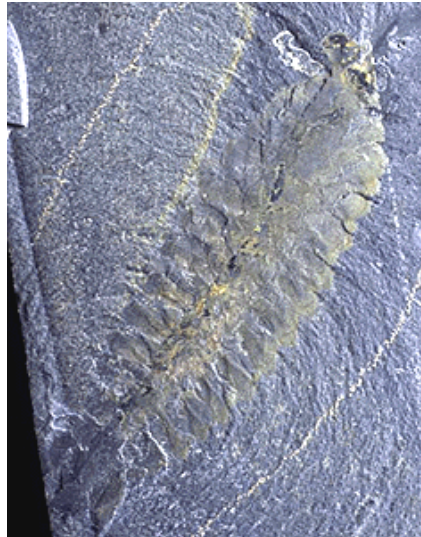


Figura 5-25 Fóssil de *Opabinia*, com cerca de 4 cm de comprimento (retira do de: Altschuler, 2002).

É a partir da Era Paleozóica que o registo fóssil começa a ser mais abundante no território nacional. Na Formação de Desejosa, do Grupo do Douro, constituída por xistos, grauvaques e quartzitos, localizados na Zona Centro Ibérica, foram identificados um elevado número de fósseis de trilobites pertencentes ao Câmbrio inferior (Teixeira, 1981; Oliveira et al., 1992).

Na Zona de Ossa Morena, nos afloramentos de Elvas – Vila Boim, os xistos, apesar de intensamente deformados e metamorfizados, apresentam um grande conteúdo fóssilífero. Na maioria dos casos são restos de trilobites, encontrando-se também, braquiópodes, lamelibrânquios e pterópodes (Teixeira, 1981). Esta fauna foi noticiada em 1895 por Nery Delgado, mas só foi estudada com pormenor em 1904, tendo sido referidas as seguintes formas:

Tabela 5-1 Fauna dos xistos de Vila Boim (Teixeira, 1981)

Fauna	Nº total de géneros identificados nos xistos de Vila Boim
Trilobites dos géneros: <i>Paradoxides</i> <i>Olenopsis</i> <i>Hicksia</i> <i>Metadoxides</i> <i>Olenellus</i> (?) <i>Microdiscus</i>	18
<i>Hyolithes</i>	3
Lamelibrânquios do género: <i>Posidonomya</i> <i>Fordilla</i> <i>Modiolopsis</i> <i>Synech</i>	10
Braquiópodes dos géneros: <i>Obolella</i> <i>Acrothele</i> <i>Lingulepsis</i> <i>Lingulella</i>	8
Bivalve	1
Pterópode	1
Restos de crustáceos indeterminados	2

A maior parte destes seres foram descritos pela primeira vez nas rochas portuguesas, por comparação com as faunas de outros países europeus e americanos. Verificou-se mais tarde que, na realidade, o número de géneros e espécies é bem mais pequeno. Contudo, naquela época o estudo comparativo permitiu a atribuição, por parte de Nery Delgado, à parte superior do andar Oleniano ou Georgiano, opinião esta partilhada por Walcott, 1919 (Teixeira, 1981). Diversos autores estrangeiros consideraram esta fauna pertencente ao Paradoxidiano ou Acadiano devido à referência ao género *Paradoxides*, feita por Nery Delgado. Apesar da dúvida colocada às classificações de Delgado, admite-se que se trata de uma fauna que constitui um bom indicador do Câmbrio inferior (Teixeira, 1981).

Segundo Teixeira (1981), o exame dos exemplares estudados por Nery Delgado (conservados nos Serviços Geológicos de Portugal), e de outros provenientes de colheitas mais modernas, mostrou, de facto, a necessidade de introduzir correcções importantes nas classificações daquele geólogo.

A revisão da fauna de Vila Boim levou ao estabelecimento do seguinte (Teixeira, 1981):

- *Callavia choffatti* – Não foi possível a sua observação pormenorizada pois o único exemplar completo está muitíssimo deformado (figura 5-26a).
- *Delgadella souzai* – O pigídio é desprovido de qualquer apêndice, contudo, são vulgares os cefalões e os pigídios destas trilobites (figura 5-26a e b).
- *Delgadella souzai caudata* – Semelhante à anterior, mas possui um comprido espigão caudal (figura 5-26c).
- *Hicksia elvensis* – São trilobites com cefalão profundamente trilobado, olhos pequenos e sutura facial de tipo opistopária, pontas genais curtas, tórax formado por 19 anéis providos de comprido espigão dorsal e pigídio muito pequeno (figura 5-26b, c e d).
- *Hyolithes lusitanicus*.
- *Hyolithes* sp.
- *Modiolopsis delgadoi* – Lamelibrânquios.
- *Lingulella delgadoi* – Braquiópodes.

Ainda na Zona de Ossa Morena, os calcários fossilíferos, afloramentos de Portel, contêm corpos esferóides de 0,5 a 1 cm de diâmetro, que dão à rocha um aspecto pisolítico e podem representar estruturas de Cianófitas (algas). Admite-se que os corpos identificados pertencem ao género *Girvanella* (Teixeira, 1981).

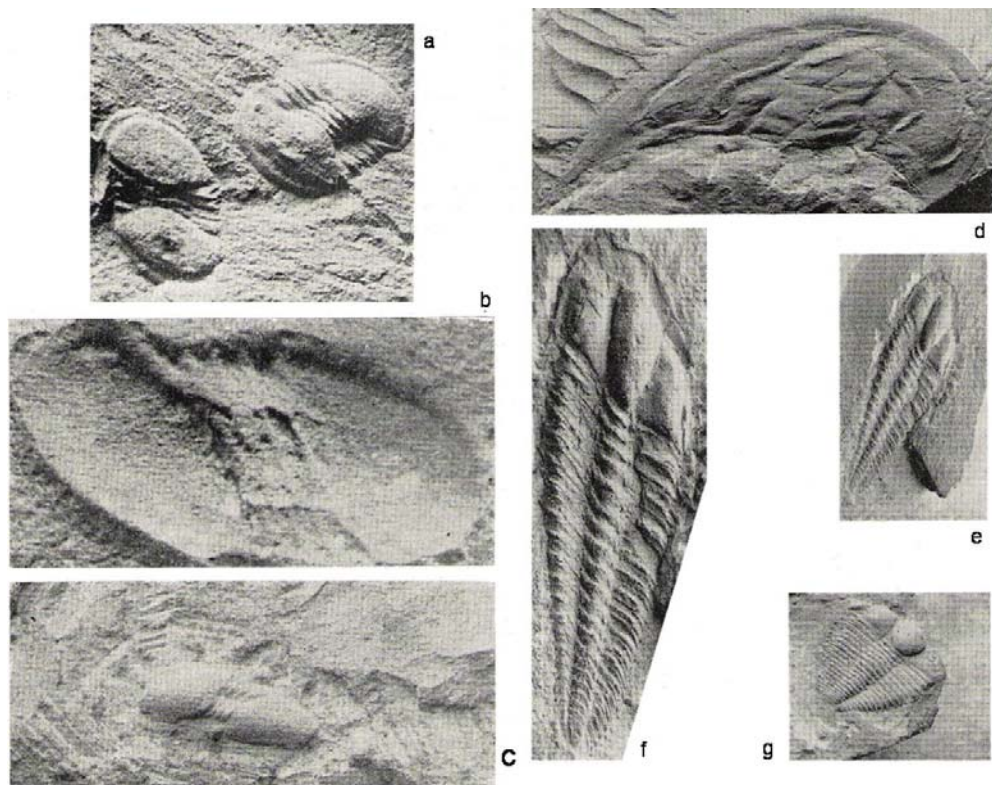


Figura 5-26 (a) Dois exemplares de *Delgadella souzai*; (b) *Delgadella souzai*, ampliada cerca de 20x; (c) *Delgadella souzai caudata*, ampliada cerca de 7x; (d) Cefalão de *Callavia choffatti*; (e) *Hicksia elevensis*; (f) *Hicksia elevensis* ampliada 2x; (g) *Hicksia elevensis* (retirado de: Teixeira, 1981).

Em síntese, as primeiras formas de Vida podem ter surgido nos mais diversos ambientes constituindo outro grande sistema, a biosfera, cujas características se foram alterando ao longo da História da Terra. Na tabela 5-2 encontram-se representados as principais características dos seres vivos encontrados fossilizados do Arcaico até ao Câmbrio, os respectivos taxa e a jazida fossilífera onde são encontrados alguns desses exemplares.

Tabela 5-2 Síntese dos tipos de seres vivos, respectivos *taxa* e jazida fossilífera onde são encontrados, do Arcaico ao Câmbrio.

Tipo de seres vivos	Jazida fossilífera	Taxa	
	Burgess Shale	Artrópodes Braquiópodes Esponjas Anelídios Cordados ...	CÂMBRICO
Eucariontes Multicelularidade Reprodução sexuada Autotróficos	Gunflint Chert Fauna de Ediacara	Bactérias Cianobactérias Algas unicelulares e pluricelulares Acrítarcas	PROTEROZÓICO
Procariontes Heterotróficos Anaeróbios	Apex Chert Estromatólitos Complexo de Itsaq	Bactérias Cianobactérias Algas Unicelulares	ARCAICO
			HADAICO
			FORMAÇÃO DA TERRA

5.6.3 Intervenção da Vida nos subsistemas terrestres

A Terra é um planeta que evolui continuamente e, durante a sua longa história, foi sendo local de importantes mecanismos de transporte e de incorporação de elementos químicos, formando-se novos compostos. Para a maioria dos autores, esses elementos químicos reagiram entre si originando moléculas biológicas como as proteínas e os ácidos nucleicos, essenciais à origem da Vida no nosso planeta.

Nos primeiros milhões de anos da Terra a evolução da geosfera, da hidrosfera e da atmosfera proporcionou algumas condições ambientes ideais ao aparecimento da Vida, há cerca de 3.8 Ga. Ao longo do tempo geológico a evolução e interacção entre os sistemas terrestres condicionaram a evolução da biosfera. Contudo, uma vez instalados na Terra, os seres vivos tiveram um papel muito activo, ou seja, a biosfera foi interferindo de forma significativa nos sistemas terrestres, hidrosfera, geosfera e atmosfera.

A paleontologia molecular, que infere filogenias a partir de sequências de ácidos nucleicos em microorganismos actuais e interpreta-as à luz do registo geológico, permite a reconstrução da fauna e flora do Arcaico, Proterozóico e Câmbrico. No Arcaico terminal, e provavelmente ainda mais cedo, a biosfera já era suficientemente complexa e quimicamente sofisticada tendo o poder de alterar o meio, controlando a composição das principais esferas terrestres (geosfera, hidrosfera, atmosfera) e respectivos ciclos químicos, H_2O , N, P, F, C, CO_2 , O_2 , entre outros (Nisbet & Fowler, 1996; Schwedt, 2002; Harrison, 2003). Deste modo contribuiu para a entrada ou saída de material dos vários reservatórios. Seguem-se alguns exemplos.

Os seres vivos apresentam um papel importante no fluxo de carbono entre o continente, os oceanos, e a atmosfera devido, essencialmente, aos processos de fotossíntese e respiração. Uma grande parte da Vida multicelular existente na Terra depende da produção de açúcares a partir da luz solar e de dióxido de carbono (fotossíntese) e da degradação metabólica (respiração) desses açúcares para a produção de energia necessária não só para o crescimento, como também para o movimento, regeneração e reprodução (Raven & Johnson, 2004). São os seres fotossintéticos, como as plantas, possuidoras de clorofila, que captam o dióxido de carbono atmosférico, sob a forma de CO_2 , durante fotossíntese, e libertam O_2 . Contudo, estas e a maior parte dos seres heterotróficos também libertam CO_2 para a atmosfera e consomem O_2 durante o processo de respiração, que de uma forma simplificada pode ser considerado um processo contrário à fotossíntese.

O silício, o terceiro elemento mais abundante da geosfera é incorporado na parede celular de alguns seres vivos marinhos, sob a forma de um mineral, a opala. O azoto, por exemplo, é um elemento constituinte de compostos orgânicos tais como aminoácidos, proteínas, aminoaçúcares, amidas e ureia. O fósforo é necessário para os seres vivos como bloco construtivo dos ácidos nucleicos e dos fosfolípidos (principais componentes das membranas celulares). Este também é muito importante no metabolismo energético como AMP, adenosina monofosfato, ADP, adenosina difosfato e ATP, adenosina trifosfato (Schwedt, 2002; Albarède, 2003). Porém, encontra-se

preferencialmente armazenado nos ossos e nos dentes dos animais. O enxofre e os componentes de enxofre são muito importantes no metabolismo de certos seres vivos. A água, para além de ser um dos principais constituintes dos seres vivos, tem um papel importante no ciclo dos materiais.

6 Considerações finais

6.1 O planeta Terra e a Geosfera como Suporte para a Vida: síntese

A sucessão de acontecimentos que levaram à origem da Terra e restantes corpos do Sistema Solar já reúne grande consenso. Após um período em que diversas hipóteses foram propostas, aceita-se actualmente que o Sistema Solar resultou da acreção e condensação de material interestelar, formado por gases e poeiras (nébula solar), localizado num dos braços da galáxia Via Láctea. A referida nébula adquiriu movimento de rotação e, por atracção gravítica entre as partículas constituintes, foram originados, nalguns casos, corpos de dimensões sucessivamente maiores. Os elementos mais abundantes presentes na nébula, hélio e hidrogénio, que se formaram nos primeiros momentos em que se deu o Big Bang (origem do Universo), ocuparam essencialmente a posição central dando origem ao Sol. É precisamente em estrelas de dimensões superiores ao Sol que ocorreram e continuam a ocorrer processos de nucleossíntese que levam à formação de novos elementos químicos a partir do hidrogénio e hélio. Foram os processos de produção estelar de novos elementos que definiram as abundâncias cósmicas actuais. Em ordem decrescente de abundância relativa: hidrogénio, hélio, oxigénio, carbono, silício, ferro, e muitos outros. Os elementos mais pesados, como o ferro e o níquel, formam-se durante os estados finais das estrelas, pouco antes de ocorrer uma supernova, explosão responsável pela dispersão dos elementos químicos pelo espaço interestelar. O Sol foi ainda o principal responsável pela primeira grande diferenciação geoquímica, tendo contribuído para a vaporização dos materiais, que condensaram de acordo com o seu ponto de fusão. Assim, os planetas que se formaram na região mais interior da nébula são constituídos por materiais rochosos e elementos pesados que condensaram a elevadas temperaturas enquanto que, os planetas exteriores são compostos essencialmente por elementos voláteis como o hidrogénio, hélio, amoníaco e metano, que

condensam a baixas temperaturas. Na realidade, são as composições actuais dos planetas e de outros corpos do Sistema Solar, bem como a sua localização e comportamento, que levam à aceitação da Teoria da Nébula Solar.

A idade atribuída à Terra, os métodos para determinação dessa idade e os materiais utilizados para esse efeito, têm sofrido alterações ao longo da história. Actualmente, a idade de 4.6 Ga atribuída à Terra foi obtida a partir de métodos de datação absoluta, especialmente através de datações radiométricas. Enquanto a datação relativa envolve apenas a determinação da ordem sequencial de eventos em função da posição destes no registo litológico, a datação absoluta envolve atribuição de um valor numérico. Os materiais mais utilizados nas datações absolutas são as rochas mais antigas, os zircões, as galenas, os meteoritos e as amostras lunares.

O desenvolvimento das técnicas de datação relativa e absoluta permitiu ainda a elaboração de uma escala de tempo geológico, onde é considerada a existência de três Éones: Arcaico (4.0 Ga – 2.5 Ga), Proterozóico (2.5 Ga – 542 Ma) e Fanerozóico (542 Ma – actualidade). É ainda possível considerar um quarto Éone, o Hadaico, cujo intervalo de tempo vai desde a formação da Terra até ao primeiro registo litológico (4.6 Ga – 4.0 Ga). Cada um destes Éones encontra-se dividido em Eras, que por sua vez se dividem em Períodos.

A Terra pertence ao grupo dos planetas internos, sendo relativamente pequena quando comparada com os planetas externos. Contudo, apresenta um raio de 6753 km que lhe permite, em conjunto com outras características, reunir as condições necessárias à origem e desenvolvimento das primeiras formas de Vida. O tamanho, considerado ideal, permite a existência de uma camada gasosa em seu redor, a atmosfera. A atmosfera, à semelhança do que se verificou com a hidrosfera, sofreu alterações composicionais ao longo da história da Terra. A existência de hidrosfera só é possível devido à distância a que a Terra se encontra do Sol, responsável por valores de temperatura considerados ideais para a maioria dos seres vivos conhecidos.

O momento exacto em que a atmosfera começou a desenvolver-se é difícil de determinar. Admite-se, contudo, que não era igual à que conhecemos actualmente. Pensa-se que era densa, quente, redutora e ácida, composta essencialmente por dióxido de carbono, monóxido de carbono, água, hélio, metano, amónia, sulfureto de hidrogénio, hidrogénio e azoto. Esta composição é determinada com base nos fenómenos que lhe deram origem. A atmosfera deve ter sido originada a partir de gases remanescentes da nébula solar, gases resultantes do vulcanismo e gases resultantes do impacto de cometas e outros corpos celestes. Inicialmente a atmosfera era pobre em oxigénio e permaneceu assim durante algum tempo. Foi no Arcaico que teve início o aumento do teor de

oxigénio devido a dois processos: primeiro devido à dissociação fotoquímica da molécula de água e mais tarde devido à fotossíntese. As Formações de Ferro Bandado (BIF), abundantes em terrenos do Arcaico, reflectem a deficiente concentração de oxigénio atmosférico antes de 2.0 Ga. São os baixos teores de oxigénio que permitiram que o ferro sob a forma de Fe^{2+} fosse transportado para os oceanos, estando disponível para com o oxigénio livre ali produzido precipitar constituindo um dos principais compostos destas formações ferríferas. Já no Proterozóico o desaparecimento dos BIF a génese de formações doutro tipo, os *Red Beds*, a ausência de uraninite e de pirite nos sedimentos, evidenciam o aumento do teor de oxigénio livre na atmosfera. Os *Red Beds* são rochas ferríferas de cor avermelhada, devido à presença hematite (Fe_2O_3), formada por oxidação do ferro em contacto com a atmosfera oxidante. Os minerais uraninite e pirite não são encontrados pois desintegram-se facilmente em condições atmosféricas levemente oxidantes. No Fanerozóico a atmosfera apresenta já teores de oxigénio semelhantes aos que se verificam actualmente. Apesar do teor de dióxido de carbono ter diminuído significativamente durante o Arcaico e o Proterozóico, este sofreu grandes variações durante o Fanerozóico, possivelmente associadas a importantes glaciações que se verificaram ao longo deste Éone.

Relativamente à hidrosfera, em particular dos oceanos, é aceite que se formaram a partir de vapor de água resultante de processos vulcânicos. Mais recentemente tem sido admitida uma origem exógena para a água. De acordo com os defensores desta hipótese os portadores da água foram os cometas. O momento exacto em que se formaram os oceanos também não é conhecido. Contudo, existem informações directas e indirectas da presença de hidrosfera. Sabe-se que o oxigénio na natureza existe sob a forma de três isótopos: ^{16}O , ^{17}O e ^{18}O . Quando os minerais interagem com água, por vezes adquirem maior quantidade de oxigénio ^{18}O . Estudos realizados em zircões de Jack Hills revelam que estes apresentam uma assinatura isotópica caracterizada pelo enriquecimento em ^{18}O , interpretada como resultado de interacção, a baixa temperatura, entre a rocha fonte e água líquida, o que sugere a existência de hidrosfera desde há 4.3 – 4.4 Ga. As evidências geológicas directas indicam um momento mais tardio na história da Terra. Os Gnaisses de Issua, datados de 3.7 Ga, apresentam basaltos em almofada, significando emissão de lava em meio aquático, ou seja a existência de hidrosfera no momento da sua formação. Inicialmente os oceanos apresentavam uma temperatura mais elevada. A salinidade começou por ser reduzida, tendo aumentado devido aos processos de meteorização química e física das rochas continentais. A diminuição posterior da salinidade para valores semelhantes aos actuais foi devida à formação de

rochas carbonatadas e evaporíticas. Os valores de pH e de oxigénio aumentaram com o decorrer do tempo até estabilizarem nos valores actuais.

A geosfera também sofreu um conjunto de processos evolutivos que levaram à morfologia e composição actual da mesma. Pouco tempo após a sua formação a Terra era um corpo homogéneo. Devido aos intensos impactos meteoríticos, à compressão gravítica e à desintegração radioactiva, a temperatura do planeta aumentou. Como consequência, alguns materiais atingiram o ponto de fusão, distribuindo-se na Terra, em profundidade, consoante a sua densidade. Os mais densos, como o ferro e o níquel, migraram para o centro constituindo o núcleo, iniciando-se assim a diferenciação interna da Terra, a qual terminou com a estrutura actual do seu interior. Os menos densos passaram a constituir o manto primitivo. Admite-se que parte do manto primitivo resultou da solidificação de um oceano magmático, com composição básica a ultrabásica, sendo possível que a superfície da Terra tenha sido semelhante à da Lua. Da diferenciação do manto primitivo resultou o manto e a crosta terrestre, sendo esta pouco espessa e bastante instável. Alguns investigadores consideram que a crosta oceânica se formou primeiro que a continental. Contudo, não há registos da primeira crosta. As rochas crustais mais antigas, são de natureza sílica, rochas da crosta continental, com cerca de 4.0 Ga, como os gnaisses de Acasta.

Vários modelos foram propostos para a formação da crosta continental: arcos vulcânicos (zonas de colisão e subducção) e zonas de rifte associadas a plumas mantélicas. Segundo os autores do primeiro modelo, a fusão parcial da crosta basáltica primitiva ao nível de zonas de subducção formou magmas com composição intermédia, que ascendendo na crosta originou arcos insulares de composição andesítica. A fusão parcial dos andesitos e a solidificação dos magmas resultantes permitiu o enriquecimento em sílica, com formação de crosta sílica. Contudo, as observações na Islândia não se ajustam a este modelo, tendo sido admitido outro processo para a formação da crosta continental. Trata-se de processos semelhantes aos que ocorrem em zonas de rifte associadas a plumas mantélicas. Pequenos corpos félsicos situados na crosta oceânica sofrem fusão, devido ao magma máfico que se move ao longo das falhas, gerando vulcanismo de composição félsica.

A formação da crosta continental criou pequenos cratões (os proto-continentes), provavelmente ainda no Hadaico. No final do Arcaico, início do Proterozóico, deu-se um rápido crescimento crustal associado à colisão entre cratões. As placas tectónicas, em movimento de convergência, colidiram gerando zonas de subducção, permitindo nestas situações geodinâmicas não só a formação da crosta sílica como também a sua evolução. Nestas zonas a crosta ultrabásica a

básica, mais densa, foi sendo destruída enquanto a crosta sílica, menos densa, foi preservada, o que contribuiu para a formação de inúmeros cratões sílicos de pequenas dimensões durante o Arcaico. O cratão Superior do Escudo Canadiano é o que, devido à sua elevada dimensão, melhor preserva os padrões tectónicos referidos. Os processos crustais do Arcaico envolviam essencialmente a produção de Greenstone Belts (GSB) e complexos granítico-gnaissicos, os quais diminuíram no Proterozóico.

No Proterozóico o estilo tectónico alterou-se, passando a ser semelhante ao actual. São encontrados GSB, BIF, associações de arenitos, carbonatos, argilitos, depósitos glaciários e *Red Beds*. Durante este Éone, que se caracteriza por um rápido crescimento crustal, ocorreu a formação de grandes continentes como a Laurentia e a Gondwana. Este processo foi acompanhado de elevação de montanhas nas zonas de colisão, permitindo a adição de novos materiais aos continentes. Entre 1.3 e 1.0 Ga as massas continentais formavam um supercontinente, a Rodínia, o qual se fracturou por volta dos 700 Ma.

No início do Fanerozóico continuou o afastamento dos continentes que constituíam a Rodínia. Os continentes resultantes desta separação, voltaram a convergir, formando-se um supercontinente no final daquele Éone, a Pangeia, rodeada por um vasto oceano, o Pantalassa. Ao contrário do que aconteceu nos Éones anteriores, as rochas do Paleozóico não se encontram tão metamorizadas, deformadas ou erodidas. Apresentam um elevado conteúdo fóssilífero e existem numerosas evidências do padrão geodinâmico continental e dos processos geológicos neste período de tempo. As cadeias montanhosas, a erosão da superfície continental, as formações de depósitos glaciários, entre outras, são algumas dessas evidências.

Enquanto suporte para a Vida, a evolução da geosfera condicionou a evolução da biosfera. Na realidade, todas as esferas terrestres se condicionaram mutuamente pois são sistemas abertos.

A Vida surgiu envolta deste turbilhão evolutivo! Como se originou? Em que ambientes? Não existe uma, mas sim um conjunto de respostas para estas questões. As respostas são diferentes consoante o investigador a que forem colocadas. Alguns admitem que a Vida foi trazida do espaço sob a forma de seres menos desenvolvidos, outros admitem que do espaço vieram apenas as moléculas precursoras, enquanto que outros admitem que a Vida teve origem na Terra. Segundo os autores desta última ideia as reacções químicas que ocorreram na Terra primitiva geraram moléculas suficientemente complexas para se reproduzirem e evoluírem rumo à maior complexidade. A ser verdade que a Vida tenha se desenvolvido na Terra, os ambientes

possíveis para a origem são muito variados: lagunas, oceanos, continentes, ... Trata-se de um assunto ainda em discussão e, na minha opinião, longe da resposta e consenso finais.

O momento na história da Terra em que a Vida surgiu ainda continua incerto. Métodos de determinação de idades relativas e absolutas apontam 4.6 Ga para a idade da Terra. Os mesmos métodos associados a evidências fósseis encontradas em estratos sedimentares anteriores ao Câmbrio sugerem que a Vida teve origem há cerca de 3.5 – 3.8 Ga, cerca de 800 000 Ma após a origem do planeta. De facto, nos seus primórdios, é possível que a Terra tenha sido um local inóspito para o desenvolvimento da Vida. Só após ocorrer um significativo arrefecimento da Terra, a formação da atmosfera e da hidrosfera é que a Vida se desenvolveu. Pelo menos, é neste sentido que apontam os materiais mais antigos da Terra. Contudo, quase todos os vestígios primordiais foram metamorfizados, alterados e destruídos ao longo da evolução da geosfera. Dos que prevaleceram até aos dias de hoje, alguns apresentam preservadas algumas das formas de Vida que povoaram a Terra no Pré-Câmbrio.

Do Arcaico destacam-se as cianobactérias, seres fotossintéticos, preservados em estruturas sedimentares resultantes da sua actividade, os estromatólitos. Apesar de terem sido identificados em mais de vinte e nove unidades geológicas do Arcaico, as ocorrências mais conhecidas são as da Formação Apex Chert, da Série Fig Tree, da Formação de Tumbian, da Formação de Towers e de unidades do Supergrupo Swaziland. É com base nestas evidências directas que grande número de investigadores aponta o valor de 3.5 Ga para a origem da Vida. Contudo, baseados em evidências indirectas, alguns investigadores definem 3.8 Ga para o surgimento da Vida na Terra. As rochas metassedimentares do Complexo de Itsaq apresentam uma percentagem de ^{12}C (isótopo mais leve e que incorpora os seres vivos) mais elevada do que seria de esperar caso não existisse Vida.

A natureza do ancestral comum a todos os seres vivos é ainda muito discutida. A ideia de ter sido um procarionte simples é a mais aceite, pois o registo fóssil assim o indica. Contudo, o mesmo registo aponta para seres metabolicamente mais avançados, capazes de produzir a matéria orgânica necessária à sua sobrevivência. Por este motivo, um grande número de investigadores admite que possam ter existido outras formas de Vida anteriores às encontradas fossilizadas. A ausência de registo fóssil não pode ser interpretada como ausência de Vida. Para além da raridade de rochas primitivas, o processo de fossilização é extremamente difícil de ocorrer, pois exige a reunião de um elevado número de condições.

Nos estratos geológicos do Proterozóico é identificada maior diversidade de seres vivos. São encontrados fósseis de seres procariontes unicelulares, eucariontes e seres multicelulares. Surgem

os primeiros registos de uma reprodução sexuada responsável pelo surgimento de diversidade, essencial ao processo evolutivo. As jazidas fossilíferas mais conhecidas são as da Formação de Gunflint Chert, da Formação de Bitter Springs, a Formação de Doushantuo e as das rochas de Ediacara Hill, a Fauna de Ediacara. As rochas existentes em Portugal, do fim do Proterozóico, de natureza xisto-grauváquica, situadas actualmente na Serra do Marão, possuem alguns exemplares do braquiópode *Lingulella*.

Quando se fala dos aspectos biológicos do Câmbrio é frequente a utilização da designação “explosão de Vida”. Todavia, convém não confundir esta expressão descritiva com disponibilidade de registo. O facto de serem encontradas diversas variedades de seres pode ser resultado de maior disponibilidade de registo fóssil, uma vez que as rochas deste período estão melhor preservadas do que as anteriores. A transição entre o Proterozóico e o Câmbrio é marcada pelo aparecimento de animais portadores de esqueleto, pela elevada diversificação das comunidades de invertebrados marinhos e pelo aparecimento de espécies pertencentes a praticamente todos os Filos actuais. Salienta-se a Fauna Tomotiana e a Biota Burgess Shale. É a partir da Era Paleozóica que o registo fóssil começa a ser mais abundante no território nacional. Nos xistos dos afloramentos de Elvas – Vila Boim encontram-se trilobites, braquiópodes, lamelibrânquios e pterópodes.

Uma vez instalada Vida no planeta Terra, esta passou interagir com as esferas terrestres (hidrosfera, atmosfera e geosfera), ocupando praticamente todos os ambientes resultantes da evolução da geosfera.

6.2 Reflexão sobre o trabalho desenvolvido

O tema desta dissertação despertou-me desde o início grande interesse. Este transformou-se em entusiasmo durante a redacção, à medida que integrava nos assuntos a descrever muitos dos conhecimentos adquiridos, na licenciatura e fase curricular do mestrado.

Constatai que existem vários trabalhos científicos que abordam a questão da evolução da geosfera e de outros grandes sistemas terrestres (atmosfera, hidrosfera e biosfera) ao longo da História da Terra, mas são ainda pouco frequentes as publicações que integrem a interacção destes sistemas e seus contributos para o aparecimento e suporte da Vida.

Senti algumas dificuldades de ordem variada. À excepção dos assuntos relacionados com a origem da Vida, não é fácil aceder à informação mais actual, por dois motivos. Um deles prende-se com o acesso às publicações mais direccionadas para estas questões ser ainda muito limitado. Além disso, os assuntos relacionados com o tema desta dissertação, estão em constante actualização e alguns deles ainda em plena discussão, o que me levou a alterar certos conteúdos por diversas vezes. Por outro lado, existem ideias históricas, algumas delas que marcaram etapas do conhecimento científico neste domínio, as quais não podiam ser ignoradas, tendo sido por vezes difícil a escolha daquelas a serem descritas neste trabalho.

A maior dificuldade foi, sem dúvida, o desenvolvimento do tema e a sua ligação aos registos litológico e fóssil em Portugal, considerando o intervalo de tempo geológico delimitado para o trabalho de tese. Em território português não abundam rochas muito antigas. As rochas mais antigas de Portugal são do Proterozóico final-Câmbrico e raras. Acresce ainda que o respectivo conteúdo paleontológico é escasso, está descrito de modo disperso por várias publicações, também elas antigas e de difícil acesso. Por estes motivos esta parte não foi tão desenvolvida na tese como gostaria.

Bibliografia

- Ahlberg P. E. (2001). *Major Events in Early Vertebrate Evolution*. Taylor & Francis, 400 p.
- Albarède F. (2003). *Geochemistry, An Introduction*. Cambridge University Press, Cambridge, 248 p.
- Altermann W. & Kazmierczak J. (2003). Archean microfossils: a reappraisal of early life on Earth. *Research in Microbiology*, Vol. 154, pp. 611 – 617.
- Altman S. (2001). The RNA World.
http://nobelprize.org/nobel_prizes/chemistry/articles/altman/index.html
(acedido em 12.06.2005)
- Altschuler D. R. (2002). *Children of the Stars*. Cambridge University Press, Cambridge, 276 p.
- Amelin Y. (2005). Geochemistry: A Tale of Early Earth Told in Zircons. *Science*, Vol. 310, pp. 1914 – 1915.
- Anbar, A. D. & Knoll A. H. (2002). Proterozoic Ocean Chemistry and Evolution: A Bioinorganica Bridge? *Science*, Vol. 297, pp. 1137 – 1142.
- Anderson D. L. (1992). The Earth 's interior. In Brown G. C., Hawkesworthk C. J. & Wilson R. C (Eds.) *Understanding the Earth, a new synthesis*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 44 – 67.
- Andrade A. A. S. (1985). Evolução (Paleogeográfica) do Território (Continental) Português. *Geonovas*, 8/9, Lisboa, pp. 53 – 68.
- Andrews J. E., Brimblecombe P., Jickellsand T. D. & Liss P. S. (1996). *An introduction to Environmental Chemistry*. Blackwell Science, Oxford, 209 p.
- Anonymous (2001). Archaeal microbes show were older than we think. *Geo News*, 62, pp. 7 – 8.

- Antunes M. T. (1991). *Ensino da Geologia: perspectivas científicas*. Universidade Aberta, Lisboa, 144 p.
- Bada J. L. (2004). How life began on earth: a status report. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 226, pp. 1-15.
- Baker M. E. (2006). The genetic response to Snowball Earth: role of Hsp90 in the Cambrian explosion. *Geobiology*, Vol. 4, pp. 11 – 14.
- Barley M. E., Bekker A. & Krapez B. (2005). Late Archean to Early Paleoproterozoic global tectonics, environmental change and the rise of atmospheric oxygen. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 238, pp. 156 – 171.
- Barron E. J. (1992). Paleoclimatology. In Brown G. C., Hawkesworth C. J. & R. Wilson R. C. *Understanding the Earth, a new synthesis*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 484 – 506.
- Bates R. L. & Jackson J. A. (1987). *Glossary of Geology*. American Geological Institute, Alexandria, Virginia, 788 p.
- Benton M. J. (1993). *The Fossil Record*. Chapman & Hall, London, 841 p.
- Blatt H. (1982). *Sedimentary Petrology*. Freeman, Arizona, 564 p.
- Bleeker W. (2002). Archean tectonics: a review, with illustrations from Slave craton. In Flower C. M. R., Ebinger C. J. & Hawkesworth C. J. (Eds.) *The Early Earth: Physical, Chemical and Biological Development*. Geological Society, London, Special Publications, pp. 151 – 181.
- Bleeker W. (2004). Towards a “natural” time scale for the Precambrian – A proposal. *Lethaia*, Oslo, Vol. 37, pp. 219 – 222.
- Bowler P. J. (2003). *The History of an Idea*. University of California Press, Cambridge, 483 p.
- Bowring & Williams (2001). The oldest rocks on Earth: time constraints and geological controversies. In Lewis C. L. E. & Kneel S. J. (Eds.) *The age of the Earth: from 4004 BC to AD 2002*. Geological Society, London, Special Publications, pp. 177 – 203.
- Brasier M. D., Owen R. G., Jephcoat A. P., Klepe A. K., Van Kranendonk M. J., Lindsay J. F., Steele A. & Grassineau N. (2002). Questioning the evidence for Earth's oldest fossils. *Nature*, 416, pp. 76 - 81.
- Breuer D. & Spohn T. (1995). Possible Flush Instability to Initiate the Archean-Proterozoic Transition. *Nature*, Vol. 378, pp. 608 – 610.

- Brownlow A. H. (1979). *Geochemistry*. Prentice Hall Inc., Englewood Cliffs New Jersey, 498 p.
- Bryson B. (2006). *Breve história de quase tudo, uma viagem pela ciência, divertida, prática e muito bem documentada*. Quetzal Editores, Lisboa, 495 p.
- Burdige J. (2006). *Geochemistry of Marine Sediments*. Princeton University, Princeton, 360 p.
- Burnham R., Dyer A, & Kanipe J. (2003). *Astronomia, O Guia essencial*. Arte Mágica, Lisboa, 432 p.
- Carey S. W. (1988). *Theories of the Earth and Universe: A History of Dogma in the Earth Sciences*. Stanford University Press, California, 413 p.
- Carrapiço F. J. N. (2001). Origem da Vida e a sua evolução. Uma questão central no âmbito da exobiologia. *Anomalia*, Vol. 5, pp. 25 – 32.
- Clarins-Smith A. G. (1990). *Seven Clues to the Origin of Life*. Cambridge University Press, Cambridge, 143 p.
- Cockell C. & Blaustein A. R. (2001). *Ecosystems, Evolution, and Ultraviolet Radiation*. Springer, 373 p.
- Cockell C. S. (2004). Impact-shocked rocks – insights into archaean and extraterrestrial microbial habitats (and sites for prebiotic chemistry?). *Advances in Space Research*, Vol. 33, pp. 1231-1235.
- Condie K. C. (1997). *Plate tectonics and crustal evolution*. Butterworth-Heinemann, London 288 p.
- Cooper J. D., Miller R. H., Petterson J. (1990). *A Trip Through Time, Principles of Historical Geology*. Merrill Publishing Company, 544 p.
- Corliss J. B., Baross J. A., & Hoffman S. E. (1981). An hypothesis concerning the relationship between submarine hot springs and the origin of life on Earth, *Oceanologica Acta NoSP*, pp. 59 – 69.
- Cowen R. (2004). *History of Life*. Blackwell Publishing, 336 p.
- Dalrymple G. B. (2001). The age of the Earth in the twentieth century: a problem (mostly) solved. In Lewis C. L. E. & Kneel S. J. (Eds.) *The age of the Earth: from 4004 BC to AD 2002*. Geological Society, London, Special Publications, pp.205 – 221.
- Darling D. (2006). The Encyclopedia of Astrobiology Astronomy and Spaceflight: Orgueil meteorite. <http://www.daviddarling.info/encyclopedia/O/Orgueil.html> (acedido em 12.09.2006).

- Deamer D. (2000). Origins of membrane structure. *In* Margulis L., Matthews C. & Haselton A. *Environmental Evolution: Effects of the origin and evolution of life on planet Earth*. The MIT Press, London, 67 – 83.
- Dias G. (2005). *Power point* das aulas de Ciências da Terra do ano curricular do mestrado em Evolução e Origem da Vida.
- Dickin A. P. (2005). *Radiogenic Isotope Geology*. Cambridge University Press, 508 p.
- Dickson A. G. (2001) Reference Materials for Oceanic Measurements. *Oceanography* 14, pp. 21 – 22.
- Dobretsov N. L., Kolchanov N. A. & Suslov V. V. (2006). On the early stages of the evolution of the geosphere and biosphere. *Paleontological Journal*, Vol. 40, pp. 407 – 424.
- Ehrenfreund P., Irvine W. M., Owen T., Becker L., Blank J. (2004). *Astrobiology: Future Perspectives*. Springer, 518 p.
- Engel M. H. & Macko S. A. (1993). *Organic Geochemistry: Principles and Applications*. Plenum Press, New York, 861 p.
- Eriksson P. G., Altermann W., Nelson D. R., Mueller W. U. & Catuneanu O. (2004). *The Precambrian Earth: Tempos and Events*. Developments in Precambrian Geology, Elsevier, 941 p.
- Eriksson P. G., Catuneanu O., Sarkar S., Tirsgaard H. (2005). Patterns of sedimentation in the Precambrian. *Sedimentary Geology*, Vol. 176, pp. 17 – 42.
- Erwin, D. H., 2006. Dates and Rates: Temporal Resolution in the Deep Time Stratigraphic Record. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, Vol. 34, pp. 569 – 590.
- ESA (2002). Is life the rule or the exception? The answer may be in the interstellar clouds. http://www.esa.int/esaCP/ESA5SQG18ZC_FeatureWeek_2.html (acedido em 22.11.2005)
- Farabee M. J. (2001). Paleobiology: The early Paleozoic. <http://www.emc.maricopa.edu/faculty/farabee/BIOBK/BioBookTOC.html> (acedido em 18.12.2004)
- Farquhar J., Airieau S. & Thiemens M. H. (2001). Considerations for Evaluation of Isotopic Evidence for Biological Activity. *Astrobiology*, Vol. 1, pp. 381 – 415.
- Faure G. (1986) *Principles of isotope geology*. John Wiley & Sons, New York, 589 p.
- Faure G. (1998). *Principles and Applications of Geochemistry*. Prentice-Hall, New Jersey, 600 p.

- Faure G. (2001). *Origin of Igneous Rocks*. Springer, Ohio, 496 p.
- Fenchel T. (2003). *Origin and Early Evolution of Life*. Oxford University Press, Oxford, 192 p.
- Francis P. W. (1992). Exploration of the Solar System. In Brown G. C., Hawkesworth C. J. & Wilson R. C. L. (Eds.) *Understanding the Earth, a new synthesis*. Cambridge University Press, Cambridge, 3 – 25.
- Frei R. & Jensen B. K. (2003). Geochemical Geology. *Elsevier*, Vol. 196, Amsterdam, pp. 163 – 191.
- Frimmel H. E. (2005). Archean atmospheric evolution: evidence from the Witwatersrand gold fields, South Africa. *Earth Science Reviews*, Vol.70, pp. 1 – 46.
- Galtier N., Tourasse N., Gouy M. (1999). Anomalous hyperthermophilic common ancestor to extant life forms. *Science*, Vol. 283, pp. 220 – 221.
- Gohau G. (1987). *História da Geologia*. Forum da Ciência, Publicações Europa-América, Paris, 204 p.
- Gradstein F. M, Ogg J. G., Smith A. G., Bleeker W. & Lourens L. J. (2004). A new Geologic Time Scale, with special reference to Precambrian and Neogene. *Episodes*, 27, pp. 83 – 100.
- Gregorio B. T. & Sharp T. G. (2003). Determining the biogenicity of microfossils in the Apex Chert, western Australia, using transmission electron microscopy. Lunar and Planetary Science XXXIV meeting, 1267 pdf.
<http://www.lpi.usra.edu/meetings/lpsc2003/pdf/1267.pdf> (acedido em 20.09.2006)
- Hagadorn J.W. (2002). Chengjiang: Early record of the Cambrian explosion. In D.J. Bottjer, W. Etter, J.W. Hagadorn & C.M. Tang. (Eds.). *Exceptional Fossil Preservation: A Unique View on the Evolution of Marine Life*. New York, Columbia University Press, pp. 35 – 60.
- Halliday A. N. (2001). In the beginning.... *Nature*, N° 409, pp. 144 – 145.
- Hamade T., Phoenix V.R., Konhauser K.O. (2000). Photochemical and microbiological mediated precipitation of iron and silica. Proceedings. 10th Annual V.M. Goldschmidt Conference, Oxford, England, pp. 475.
- Harrison J. A. (2003). The nitrogen cycle. www.visionlearning.com (acedido em 16.05.2004)
- Hart S. (2002). Eukaryotic Origins: Revolution in the Classification of Life.
<http://www.astrobio.net/news/article243.html> (acedido em 10.07.2006)

- Harter R. (1998). Changing Views of the History of the Earth.
<http://www.talkorigins.org/faqs/geohist.html> (acedido em 10.07.2006)
- Harwit H. (1998). *Astrophysical Concepts*. Springer, New York, 651 p.
- Hawkesworth C. J. (1992). Geological time. In Brown G. C., Hawkesworth C. J. & Wilson R. C. L. (Eds.) *Understanding the Earth, a new synthesis*. Cambridge University Press, Cambridge, 132 – 145.
- Hazen R. M., Boctor N., Brandes J., Cody G. D., Hemley R. J., Sharma A., Yoder H. S. (2002). High pressure and the origin of life. *Journal of Physics: Condensed Matter*, 14, pp. 11489 – 11494.
- Hewitt C. N. & Jackson A. V. (2003). *Handbook of Atmospheric Science*. Blackwell Publishing, 768 p.
- Hinshaw G. (2005). How Old is the Universe?
http://map.gsfc.nasa.gov/m_uni/uni_101age.html (acedido em 12.10.2006)
- Hofmann H. (2006). Gunflint microfossil Eosphaera 20 microns across.
http://gsc.nrcan.gc.ca/paleochron/05_e.php (acedido em 04.12.2005)
- Holland H. D. & Kasting J. F. (1992). The Environment of the Archean Earth. In Schopf J. W. & Klein C. *The Proterozoic Biosphere: A multidisciplinary Study*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 21 - 42
- Holland H. D. (1992). Chemistry and Evolution of the Proterozoic Ocean . In Schopf J. W., Klein C. *The Proterozoic Biosphere: A multidisciplinary Study*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 169 – 172.
- Holland H. D. (1997). Evidence for Life on Earth More Than 3850 Million Years Ago. *Science*, Vol. 275, pp. 38 – 39.
- Holland H. D. (1999). When did the Earth's atmosphere become oxic? A Reply. Newsletter of The Geochemical Society, *The Geochemical News #100*, pp. 20 - 22.
- Holland H. D. (2003). The Geologic History of Seawater. *Treatise on Geochemistry*, Vol. 6, Harvard University, Cambridge, pp. 583 – 625.
- International Commission on Stratigraphy (2006). International Stratigraphic Chart.
<http://www.stratigraphy.org/chus.pdf> (acedido a 02.10.2006)
- Islas S., Velasco A. M., Becerra A., Delaye L., Lazcano A. (2003). Hyperthermophily and the origin and earliest evolution of life. *International microbiology*, Vol.6, pp 87 – 94.
- Jackson A. (1997). *Glossary of Geology*. American Geological Institute, Alexandria, Virginia, 769 p.

- James D. & Fouch M. J. (2002). Formations and evolution of Archean cratons. Insights from southern Africa. *In* Flower C. M. R., Ebinger C. J. & Hawkesworth C. J. (Eds.) *The Early Earth: Physical, Chemical and Biological Development*. Geological Society, London, Special Publications, pp. 151 – 181.
- Jelsma H. A. & Dirks P. M. (2002). Tectono-magmatic evolution of the Zimbabwe Craton. *In* Flower C. M. R., Ebinger C. J. & Hawkesworth C. J. (Eds.) *The Early Earth: Physical, Chemical and Biological Development*. Geological Society, London, Special Publications, pp. 151 – 181.
- Jones B. W. (2004). *Life in the Solar System and Beyond*. Springer-Verlag London Ltd, London, 339 p.
- Limpoco F. T. (2000). The origin of life. *Origin of life*, Vol. 2000, pp 1 – 8.
- Kalsbeek F. (2001). Age determination of Precambrian rocks from Greenland: past and present. *Geology of Greenland Survey Bulletin*, Vol.176, pp. 55 – 59.
- Kamber B. S., Moorbath S. & Whitehouse M. J. (2001). The oldest rocks on Earth: time constraints and geological controversies. *In* Lewis, C. L. E. & Knell, S. J. (Eds.) *The age of the Earth: from 4004 BC to AD 2002*. Geological Society, London, Special Publications, pp. 177 – 203.
- Kasting J. F. & Siefert J. L. (2002). Life and the Evolution of Earth's Atmosphere. *Science*, Vol. 296, pp.1066 – 1068.
- Kasting J. F. (1993). Earth 's Early Atmosphere, *Science*, New Series, Vol. 259, pp. 920 – 926.
- Kasting J. F. (2001). The Rise of Atmospheric Oxygen. *Science*, Vol. 293, pp. 819 – 820.
- Kasting J. F. (2005). Methane and climate during the Precambrian Era. *Precambrian Research*, Vol. 137, pp. 119 – 129.
- Kaufmann W. J. & Comins N. F. (1997). *Discovering the Universe*. W. H. Freeman and Company, New York, 436 p.
- Kazlev M. A. (2001). Palaeos: The trace of life on Earth. <http://www.palaeos.com/> (accedido em 24.02.2006)
- Kazlev M. A. (2002). The Tommotian. <http://www.palaeos.com/Paleozoic/Cambrian/Tommotian.htm> (accedido a 10.11.2006)
- Kelley D. S., Karson, J. A., Früh-Green G. L., Yoerger D. R., Shank T. M., Butterfield D. A., Hayes J. M., Schrenk M. O., Olson E. J., Proskurowski G., Jakuba M., Bradley A., Larson B., Ludwig K., Glickson D., Buckman K., Bradley A. S., Brazelton W. J.,

- Roe K., Elend M. J., Delacour A., Bernasconi S. M., Lilley M. D., Baross J. A., Summons R. E., Sylva S. P. (2005). A Serpentinite-Hosted Ecosystem: The Lost City Hydrothermal Field. *Science*, Vol. 307, pp. 1428 – 1434.
- Kharecha P., Kasting J., Siefert J. (2005): A coupled atmosphere–ecosystem model of the early Archean Earth. *Geobiology*, Vol. 3, pp. 53 – 76.
- Kirk D. L. (1997). *Volvox: A Search for the Molecular and Genetic Origins of Multicellular and Cellular Differentiation*. Cambridge University Press, Cambridge, 399 p.
- Knauth L. P. (1998). Salinity history of the Earth's early ocean. *Nature*, Vol. 395, pp. 554 – 555.
- Knoll A. H. (2003). The Geological consequences of evolution. *Geobiology* Vol. 1, pp. 3 – 14.
- Knoll A. H. (2003). Vestiges of a beginning? Paleontological and geochemical constraints on early animal evolution. *Annales de Paleontologie*, Vol. 89, pp. 205 – 221.
- Knoll A. H. (2004). *Life on a Young Planet: The First Three Billion Years of Evolution on Earth*. Princeton University Press, Princeton, 304 p.
- Knopp R. E., Kirschvink J. L., Hilburn I. A., Nash C. Z. (2004). The Paleoproterozoic snowball Earth: A climate disaster triggered by the evolution of oxygenic photosynthesis. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, Vol. 102, pp. 11131–11136.
- Knopp R. E., Kirschvink J. L., Hilburn I. A., Nash C. Z. (2005). The Proterozoic snowball Earth: A climate disaster triggered by the evolution of oxygenic photosynthesis. <http://www.micropal.uni-tuebingen.de/index.php?Journal%20Club%20Geobiology> (acedido em 30.04.2005)
- Korenaga J. (2006). Archean geodynamics and the thermal evolution of earth. In K. Benn, J.-C. Mareschal, and K. Condie (Eds.) *Archean Geodynamics and Environments*, AGU Geophysical Monograph Series, pp. 7 – 32.
- Kuroda P. K. & Myers W. A. (1999). Age of the Earth and the moon. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, Vol. 241, pp 655–658.
- Lang K. R. (1992). *Astrophysical Data: Planets and Stars*. Springer-Verlag, New York, 937 p.
- Lanting F. (2006). Life Through Time. www.LifeThroughTime.com (acedido em 10.12.2006)
- Lenton T. M. & Watson A. J. (2004). Biotic enhancement of weathering, atmospheric oxygen and carbon dioxide in the Neoproterozoic. *Geophysical research letters*, Vol. 31, L05202.1-L05202.5.

- Levinton J. S. (1992). The Big Bang of Animal Evolution. *Scientific American*, Vol. 267 pp. 52 – 59.
- Lewis J. S. (1997). *Physics and Chemistry of the Solar System*. Academic Press, USA, 591 p.
- Lindeberg P. (2001). This Dynamic Earth: the Story of Plate Tectonics.
<http://pubs.usgs.gov/publications/text/dynamic.html> (acedido em 14.01.2007)
- Lowrie W. (1997). *Fundamentals of Geophysics*. Cambridge University Press, Cambridge, 354 p.
- Luais B. & Hawkesworth C. J. (2002). Pb isotope variations in Archean time and possible links to the sources of certain Mesozoic-Recent basalts. In Flower C. M. R., Ebinger C. J. & Hawkesworth C. J. (Eds.) *The Early Earth: Physical, Chemical and Biological Development*. Geological Society, London, Special Publications, pp. 151 – 181.
- Margulis L. & Dolan M. F. (2002). *Early Life: Evolution on the Precambrian Earth*. Jones and Bartlett Publishers, 224 p.
- Margulis L. & Fester R. (1991). *Symbiosis As a Source of Evolutionary Innovation: Speciation and Morphogenesis*. MIT Press, 470 p.
- Margulis L., Matthews C. & Haselton A. (2000). *Environmental Evolution: Effects of the origin and evolution of life on planet Earth*. The MIT Press, London, 324 p.
- Marti J. & Ernst G. G. J. (2005). *Volcanoes and the Environment*. Cambridge University Press, Cambridge, 488 p.
- Martin R. E. (1999). *Taphonomy: A Process Approach*. Cambridge University Press, 524 p.
- Marty B. & Dauphas N. (2002) Formation and early evolution of the atmosphere. *Geological Society*, London, Special Publications, Vol. 199, pp. 213 – 229.
- Mason, B. & Moore, C. B. (1982). *Principles of Geochemistry*. John Wiley & Sons, New York, 344 p.
- McClendon J. H. (1999). The origin of life. *Earth Science Reviews*, Vol. 47, pp. 71 – 93.
- Mojzsis S. J. (2001). Lithosphere – Hydrosphere Interactions on the Hadean (> 4.0 Ga) Earth. General Meeting of the NASA Astrobiology Institute Carnegie Institution of Washington, Washington, DC, pp. 228 – 229.
- Mojzsis S. J., Arrhenius G., McKeegan K. D., Harrison T. M., Nutman A. P., Friend C. R. (1996). Evidence for life on Earth before 3,800 million years ago. *Nature*, Vol. 384, pp. 55 – 59.

- Morris P. A., Wentworth S. J., Allen C. C. & McKay D. S. (2003). Possible microfossils (Warrawoona Group, Towers Formation, Australia, ~ 3.3-3.5 Ga). <http://www.lpi.usra.edu/meetings/marsmet98/pdf/7033.pdf> (acedido em 12.01.2004)
- Morys S. C. (1992). The early evolution of life. *In* Brown G. C., Hawkesworth C. J. & Wilson R. C. L. (Eds.) *Understanding the Earth, a new synthesis*. Cambridge University press, Cambridge, pp. 436 – 458.
- Muller A. W. J. & Schulze-Maruch D. (2006). Thermal Energy and the origin of life. *Origins of Life and Evolution of Biospheres*, Vol. 36, pp. 177 – 189.
- Musacchino G. & Mooney W. D. (2002). Seismic evidence for a mantle source for mid-Proterozoic anorthosites and implications for models of crustal growth. *In* Flower C. M. R., Ebinger C. J. & Hawkesworth C. J. (Eds.) *The Early Earth: Physical, Chemical and Biological Development*. Geological Society, London, Special Publications, pp. 125 – 134.
- Narbonne G. M. & Gehling J. G. (2003). Life after snowball: The oldest complex Ediacaran fossils. *Geology*, Vol. 31, pp. 27 - 30.
- NASA (2006). Funded Scientists Discover Tenth Planet. <http://www.nasa.gov/vision/universe/solarsystem/index.html> (acedido em 06.11.2006)
- NASA (2006). Residue of Life. <http://www.astrobio.net/news/article2039.html> (acedido em 28.08.2006)
- Nisbet E.G. & Fowler, C.M.R. (1996). The mid-Atlantic Ridge. *In* MacLeod C.J., Tyler P.A. & Walker C.L. (Eds.). Tectonic, Magmatic, Hydrothermal and Biological Segmentation of Mid-Ocean Ridges. The hydrothermal imprint on life: did heat-shock proteins, metalloproteins and photosynthesis begin around hydrothermal vents?, *Geological Society*, Special Publication No. 118, pp. 239 – 251.
- Nisbet E. G. & Sleep N. H. (2001). The habitat and nature of early life. *Nature*, Vol. 409, pp. 1083 – 1091.
- Nutman A. P., Friend C. R. L. & Bennett V. C. (2001). Review of the oldest (4400–3600 Ma) geological and mineralogical record: Glimpses of the beginning. *Episodes*, Vol. 24, pp. 93 – 101.
- O' Nions K. (1992). The continents. *In* Brown G. C., Hawkesworth C. J. & Wilson R. C. L. (Eds.) *Understanding the Earth, a new synthesis*. Cambridge University Press, Cambridge pp. 145 – 167.

- Ohmoto H. (2001). The evolution of O₂ and CO₂ in the atmosphere. General Meeting of the NASA Astrobiology Insititute, pp. 231 – 232.
- Oliveira J. T., Pereira E., Piçarra J. M., Young T. & Romano M. (1992). O Paleozóico Inferior de Portugal: Síntese da estratigrafia e da evolução paleogeográfica. *In* Gutierrez-Marco J. C., Saavedra J. & Rábano I. (Eds.), *Paleozóico Inferior de Ibero-América*. Universidad de Extremadura, España, pp. 359 – 375.
- Orgel L. E. (1998). The origin of life – a review of facts and speculations. *Trends in Biochemical Sciences*, Vol. 23, pp. 491 – 495.
- Orgel L. E. (2006). The Origin of Life on the Earth.
http://proxy.arts.uci.edu/~nideffer/Hawking/early_proto/orgel.html (acedido a 02.04.2006)
- Otonello O. (1997). *Principles of Geochemistry*. Columbia University Press, New York, 894 p.
- Oyadomary J. K. (2005). Images of Freshwater Algae and Protozoa from the Keweenaw Peninsula, Michigan. <http://www.keweenawalgae.mtu.edu/> (acedido em 12.12.2005)
- Panov A. D. (2005). Scaling law of the biological evolution and the hypothesis of the self-consistent Galaxy origin of life. *Advances in Space Research*, Vol. 36, pp. 220 – 225.
- Pereira E. (1989). Notícia explicativa Carta Geológica de Portugal à escala de 1/50000, folha 10-A, Celorico de Basto. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 54 p.
- Pizzarello S., Huang Y. & Fuller M. (2003). The carbon isotopic distribution of Murchison amino acids. <http://www.lpi.usra.edu/meetings/lpsc2003/pdf/1036.pdf> (acedido em 10.07.2006).
- Potter S. M. (1986). The meaning of life.
http://www.fuchsiashockz.co.uk/articles/artificial_intelligence/meaning_of_life.php (acedido em 08.03.2006)
- Press F. & Siever R. (1997). *Understanding Earth*. W. H. Freeman & Company, England, 682 p.
- Rasmussen B. & Buick R. (1999). Redox state of the Archean atmosphere: Evidence from detrital heavy minerals. *Geology*, Vol. 27, pp. 115 – 118.
- Raven P. H. & Johnson G. B. (2004). *Biology*. McGraw-Hill, England, 1250 p.

- Rebelo J. A. & Romano M. (1986). A Contribution to the Lithostratigraphy and Palaeontology of the Lower Palaeozoic Rocks of the Moncorvo Region, Northeast Portugal. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, t. 72, pp. 45 – 57.
- Rollinson H. (1993). *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman, England, 352 p.
- Rollinson H. (2001). The origin of life. <http://www.glos.ac.uk/gdn/origins/life/index.htm> (acedido em 08.12.2004)
- Rozanov (1986). Exemplares de concha carbonatada pertencentes a géneros do Câmbrico inferior. www.icb.cfm.br (acedido a 22.10.2006)
- Rubie D.C., Melosh H.J., Reid J.E., Liebske C., Richter K. (2003). Mechanisms of metal-silicate equilibration in the terrestrial magma ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 205, pp. 239 – 255.
- Rushdi A. I. & Simoneit B. R. T. (2006). Abiotic condensation synthesis of glyceride lipids and wax esters under simulated hydrothermal conditions. *Origins of Life and Evolution of Biospheres*, Vol. 36, pp. 93 – 108.
- Russel M. J. & Hall A. J. (1997). The emergence of life from iron monosulphide bubbles at a submarine hydrothermal redox and pH front. *Journal of the Geological Society*, London, Vol.154, pp. 377 – 402.
- Saito M. A., Sigman, D. M. & Morel F. M. M. (2003). The bioinorganic chemistry of the ancient ocean: the co-evolution of cyanobacterial metal requirements and biogeochemical cycles at the Archean/Proterozoic boundary? *Inorganica Chimica Acta*, Vol. 356, pp. 308 – 318.
- Salvador A. (1994). *International Stratigraphic Guide. A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure*. The Geological Society of America, Inc., Colorado, 214 p.
- Sankaran A. V. (2000). The quest for earth's oldest crust. *Current Science*, Vol. 79, pp. 935 – 937.
- Sankaran A. V. (2001). Discovery of life in greater than 2.6 billion-year-old terrestrial samples. *Current Science*, Vol. 80, pp. 489 – 491.
- Schwedt G. (2001). *The essential guide to environmental chemistry*. John Wiley & Sons, Ltd, Germany, 256 p.
- Schiotte L., Compston, W. & Bridgwater D. (1989). Ion probe U-Th-Pb zircon dating of polymetamorphic orthogneisses from northern Labrador, Canada. *Can. J. Earth Science*, Vol. 26, pp. 1533 – 1556.

- Schoch R. M. (1989). *Stratigraphy – Principles and Methods*. Van Nostrand Reinhold, New York, 375 p.
- Schopf J. W. & Barghoorn E. S. (1967). Alga-Like Fossils from the Early Precambrian of South Africa. *Science*, Vol. 156, pp. 508 – 512.
- Schopf J. W. & Klein C. (1992). *The Proterozoic Biosphere: A multidisciplinary Study*. Cambridge University Press, Cambridge, 1374 p.
- Schopf J. W. (1992). *Major Events in the History of Life*. Jones and Bartlett Publishers, 190 p.
- Schopf J. W. (1993). Microfossils of the Early Archean Apex Chert: New Evidence of the Antiquity of Life. *Science*, New Series, Vol. 260, pp. 640 – 646.
- Schopf J. W. (2001). *Cradle of Life: The Discovery of Earth 's Earliest Fossils*. Princeton University Press, Princeton, 336 p.
- Schopf J. W., Kudryavtsev A. B., Agresti D. G., Wdowiak T. J. & Czaja A. D. (2002). Laser-Raman imagery of Earth 's earliest fossils. *Nature*, Vol. 416, pp. 73 – 76.
- Scotese C. R. (2003). Paleomap project. <http://www.scotese.com/earth.htm> (acedido em 04.06.2005)
- Sharma R. S. & Pandit M. K. (2003). Evolution of early continental crust. *Current Science*, Vol. 84, pp. 995 – 1001.
- Shen Y., Buick R. & Canfield D. E. (2001). Isotopic evidence for microbial sulphate reduction in the early Archaean era. *Nature*, Vol. 410, pp.77 – 81.
- Shen Y., Canfield D. E. & Knoll A. H. (2002). Middle Proterozoic Ocean Chemistry: Evidence from the McArthur Basin, Northern Australia. *American Journal of Science*, Vol. 302, pp. 81–109.
- Shiller B. M. (2005). *Origin of Life: the 5th option*. Trafford Publishing, 544p.
- Skinner B. J. & Porter S. C. (2003). *Dynamic Earth. An Introduction to Physical Geology*. John Wiley & Sons, New York, 648 p.
- Smith A. G. (1992). Plate tectonics and continental drift. In Brown G. C., Hawkesworth C. J. & Wilson R. C. L. (Eds.) *Understanding the Earth, a new synthesis*. Cambridge University Press, Cambridge, 187 – 204.
- Snooks G. D. (2005). The origin of life on earth: A new general dynamic theory. *Advances in Space Research*, Vol. 36, pp. 226-234.

- Solomon E. P., Berg L. R., Martin D. W., Ville C. (1996). *Biology*. Saunders College Publishing, 1228 p.
- Soter S. (2007). What is a Planet? www.scientificamerican.com (acedido a 10.01.2007)
- Speer B. (1998). Fóssil de *Kimberella*, com dimensões de 3 cm de largura e 9 cm de comprimento e dois tipos de cianobactérias da Formação Bitter Springs. www.ucmp.berkeley.edu/vendian/kimberella.jpg (acedido a 22.06.2006)
- Stanley S. M. (1999). *Earth System History*. W. H. F. and Company, New York, 656p.
- Stassen C. (1997). The age of the Earth. <http://www.talkorigins.org/faqs/faq-age-of-earth.html> (acedido em 04.06.2005).
- Stewart W. N. & Rothwell G. W. (1993). *Paleobotany and the Evolution of Plants*. Cambridge University Press, Cambridge, 535 p.
- Stoks P. G. & Schwartz A. W. (1979). Uracil in carbonaceous meteorites. <http://www.nature.com/nature/journal/v282/n5740/abs/282709a0.html> (acedido em 10.09.2006)
- Sukumaran P. V. (2001). Early Planetary Environments and the origin of life. *Resonance*, Vol.6, pp. 16-28.
- Summerfield M. A. (1991). *Global Geomorphology. An introduction to the study of landforms*. Prentice Hall, Harlow, 537 p.
- Taylor E. L. (1993). The Biology and Evolution of Fossil Plants. <http://www.ucmp.berkeley.edu/bacteria/cyanofr.html> (acedido em 12-08.2006)
- Taylor S. R. (1992). The origin of the Earth. . In Brown G. C., Hawkesworth C. J. & Wilson R. C. L. (Eds.) *Understanding the Earth, a new synthesis*. Cambridge University Press, Cambridge, 26 – 43.
- Teixeira C. (1981). *Geologia de Portugal, Volume I – Precâmbrico, Paleozóico*. Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa, 630 p.
- Thomas P.J., Chyba C.F. & McKay C.P. (1997). Comets and the origin and evolution of life. Springer, 346 p.
- Tolstikhin I. & Hofmann A. W. (2005). Early crust on top of the Earth 's core. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. Vol. 148, pp.109 – 130.
- Tomlinson K. Y. (2004). A Review of Greenstone Belts in the Superior Province and the Evolution of Archean Tectonic Processes. Australian Centre for Astrobiology, Department of Earth and Planetary Sciences, Macquarie University.

<http://www.lithoprobe.ca/Contributed%20Abstracts/Poster%20Presentation/Tomlinson%20Lith2004.pdf> (acedido em 06.03.2006)

Torres J. A. V. (1994). *Estratigrafia, Principios y Métodos*. Editorial Rueda, Madrid, 806 p.

Townsend R. (2003). Terrestrial life in extreme environments.

http://zuserver2.star.ucl.ac.uk/~rhdt/diploma/lecture_6/ (acedido em 08.02.2004)

Tucker M. E. (1991). *Sedimentary Petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks*. Blackwell Science Ltd., Oxford, 260 p.

Valley J. W., Lackey J. S., Cavosie A. J., Clechenko C. C., Spicuzza M. J., Basei M. A. S., Bindeman I. N., Ferreira V. P., Sial A. N., King E. M., Peck W. H., Sinha A. K., Wei C. S. (2005). 4.4 billion years of crustal maturation: oxygen isotope ratios of magmatic zircon. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol 150, pp. 561 – 580.

Van Kranendonk M. J. (2006). Volcanic degassing, hydrothermal circulation and the flourishing of early life on Earth: A review of the evidence from c. 3490-3240 Ma rocks of the Pilbara Supergroup, Pilbara Craton, Western Australia. *Earth – Science Reviews*, Vol. 74, pp. 197 – 240.

Van Loon A. J. (2005). The needless search for extraterrestrial fossils on Earth. *Earth Science Reviews*, Vol. 68, pp. 335 – 346.

Veevers J. J. (2004). Gondwanaland from 650 – 500 Ma assembly through 320 Ma merger in Pangea to 185 – 100 Ma breakup: supercontinental tectonics via stratigraphy and radiometric dating. *Earth Science Reviews*, Vol 68, pp.1 – 132.

Waggoner B. (2001). *Eukaryotes and Multicells: Origin*. Encyclopedia of Life Sciences, Macmillan Publishers, Ltd, pp. 1 – 9.

Walde P. (2006). Surfactant assemblies and their various possible roles for the origin(s) of life. *Origins of Life and Evolution of Biospheres*. Vol. 36, pp. 109–150.

Ward P. D. & Brownlee D. (2003) *Rare Earth: Why Complex Life is Uncommon in the Universe*. Springer, 368 p.

Ward P. D. & Brownlee D. (2000). *Rare Earth: Why Complex Life is Uncommon in the Universe*. Springer, 333 p.

Watson K. (1997). Age of the Earth. <http://pubs.usgs.gov/gip/geotime/age.html> (acedido em 22.12.2004).

- Weil A. B. (2001). A revised look at Laurentia's Proterozoic apparent polar wander path: implications for paleogeography and the Rodinia supercontinent. The Geological Society of America (GSA), Abstracts with Programs, Annual Meeting. pp. 5 – 8.
- Westall F. (2005). Life on the Early Earth: A Sedimentary View. *Science*, Vol. 308, pp. 366-367.
- Weyman D. (1981). *Tectonic processes*. George Allen & Unwin, 102 p.
- Wicander R. & Monroe J. (2000). *Historical Geology, Evolution of Earth and Life Through Time*. Brooks/Cole, USA, 580 p.
- Woese C. (1998). The universal ancestor. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States*, USA, Vol. 95, pp 6854 – 6859.
- Xiao S. (2004). The Doushantuo Project. <http://www.geol.vt.edu/paleo/Xiao/> (accedido em 30.07.2006)
- York D. (1968). *In Search of lost Time*. Institute of Physics publishing, Bristol, 248 p.
- Zeilik M. & Gregory S. A. (1998). *Introductory Astronomy & Astrophysics*. Saunders College Publishing, USA, 515 p.



INTERNATIONAL STRATIGRAPHIC CHART

International Commission on Stratigraphy



Anexo

Cenozoic				Mesozoic				Paleozoic				Precambrian							
Bo nomem	Era	System Period	Series Epoch	Stage Age	Age Ma	GSSP	Bo nomem	Era	System Period	Series Epoch	Stage Age	Age Ma	GSSP	Bo nomem	Era	System Period	Age Ma	GSSP	
Phanerozoic	Quaternary*	Holocene			0.0118		Phanerozoic	Cenozoic	Jurassic	Upper	Tithonian	145.5 ± 4.0		Phanerozoic	Paleozoic	Devonian	Famennian	359.2 ± 2.5	
			Upper	Kimmeridgian	150.8 ± 4.0						Frasnian	374.5 ± 2.6							
			Middle	Oxfordian	155.7 ± 4.0						Givetian	385.3 ± 2.6							
		Pliocene	Lower	Caijovian	161.2 ± 4.0					Middle	Eifelian	391.8 ± 2.7				Meso- proterozoic	Sterian	1000	
				Gelasian	1.806						Ennian	397.5 ± 2.7							
	Neogene	Pliocene	Placenzian	2.588		Lower	Pragian	407.0 ± 2.8		Proterozoic	Ecdasian	1400							
			Zanclean	3.600			Lochkovian	411.2 ± 2.8			Caymanian	1600							
		Miocene	Messinian	5.332		Pridoli		416.0 ± 2.8			Paleo- proterozoic	Stathirian	1800						
			Tortonian	7.246			Ludfordian	418.7 ± 2.7				Orosirian	2050						
			Serravalian	11.608			Ludlow		421.3 ± 2.6				Rhyaciian	2300					
Oligocene	Lower	Langhian	13.65		Wenlock			422.9 ± 2.5		Siderian	2500								
		Burdigalian	15.97				426.2 ± 2.4		Neoproterozoic		2800								
Phanerozoic	Cenozoic	Oligocene	Upper	Rhaelian	199.6 ± 0.6		Silurian	Llandovery			Sheinwoodian	428.2 ± 2.3		Archean	Mesoproterozoic		3200		
				Aquitanian	20.43				Teychian		436.0 ± 1.9					3600			
				Chattian	23.03				Aeronian		439.0 ± 1.8								
				Rupelian	28.4 ± 0.1				Rhuddanian		443.7 ± 1.5								
				Präbaltian	33.9 ± 0.1														
Phanerozoic	Cenozoic	Eocene	Lower	Anisian	245.0 ± 1.5		Carboniferous	Upper		Hiemantian	445.6 ± 1.5		Eoarchean	Lower limit is not defined					
				Oenekian	248.7 ± 0.7					Stage 4	455.8 ± 1.6								
				Induan	251.0 ± 0.4					Stage 5	460.9 ± 1.6								